

Abhandlungen

der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Mathematisch - physikalische Klasse

XXVIII. Band, 4. Abhandlung

Über die
systematische Deutung und die stratigraphische Stellung
der ältesten Versteinerungen Europas und Nordamerikas
mit besonderer Berücksichtigung der Cryptozoen und Oolithe.

II. Teil:

Über Cryptozoon, Eozoon und Atikokania

von

August Rothpletz.

Mit 8 Tafeln.

Vorgetragen am 4. März 1916

München 1916

Verlag der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission des G. Franzschen Verlags (J. Roth)

Abhandlungen

der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Mathematisch-physikalische Klasse

LXXIII. Band, 4. Abhandlung

Über die

systematische Bedeutung und die stratigraphische Stellung
der ältesten Vertreibungen Europas und Nordamerikas
mit besonderer Berücksichtigung der Cryptozoen und Gollithen

II. Teil

Über Cryptozoen, Eozoen und Altkanien

von

August Reichenow

Mit 2 Tafeln

Verlag von J. Neumann, Neudamm

München 1911

Verlag der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Verlag von J. Neumann, Neudamm

Im Verlage von J. Neumann, Neudamm
Verlag von J. Neumann, Neudamm
Verlag von J. Neumann, Neudamm

Verlag von J. Neumann, Neudamm
Verlag von J. Neumann, Neudamm

Einleitung.

Im ersten Teile dieser Arbeit habe ich auf Grund einer 1913 von mir gesammelten Fauna festgestellt, daß die obersten Schichten der von Walcott als präcambrisch angesehenen Beltformation Montanas in Wirklichkeit dem unteren Cambrium angehören. Es besteht somit nur noch für die tieferen Beltschichten die Möglichkeit eines präcambrischen Alters. Aber die Versteinerungen, die man bis jetzt in ihnen gefunden hat, sind so unbestimmte Art, daß sie für die Altersfrage keine Entscheidung bringen können. Höchstens von den Cryptozoen, die nach Walcott an mehreren Stellen in größeren Mengen vorkommen, wäre eine Aufklärung zu erwarten gewesen, wenn diese Körper wirklich wenigstens generisch mit dem typischen Cryptozoon proliferum aus dem oberen Cambrium als identisch angesehen werden dürften, was aber mangels einer mikroskopischen Analyse nicht der Fall ist. Ich beabsichtigte deshalb 1913 mir genügendes Material von diesen Cryptozoen zu verschaffen, um durch mikroskopische Untersuchung Einsicht in ihre Struktur gewinnen zu können. Von dem klassischen Fundplatz bei Saratoga habe ich auch reiches Material mitgebracht; aber in den Beltschichten fand ich nichts und zu dem Cryptozoon occidentale der Chuarschichten im Grand Canyon konnte ich leider nicht vordringen, so daß ich von „präcambrischen“ Cryptozoen nur die aus den Steeprockschichten untersuchen konnte, deren Vorkommen Walcott 1912, wenn auch mit zwei Fragezeichen, erwähnt hat. Sie liegen dort in einem Kalksteinzug, der unmittelbar an laurentischen Granit angrenzt. Er gilt deshalb als archaisch und könnte somit sehr wohl ein Zeitgenosse sein jenes Marmorlagers in den Grenvilleschichten des östlichen Canadas, das durch sein Eozoon einstmals so berühmt geworden, dann aber wieder in ein bescheidenes Halbdunkel zurückfiel, nachdem durch die vereinten Kräfte der Zoologen und Petrographen das Eozoon als Organismus eine ehrenvolle Bestattung erhalten hatte. Die eigenartige Bänderung war es hauptsächlich gewesen, die zu dem Glauben Veranlassung gegeben hatte,

das Eozoon sei ein versteinertes Tier aus der Verwandtschaft der Foraminiferen oder der Stromatoporidaen. In dem Steeprochkalkstein Westcanadas, der eine so tief gehende Marmorisierung wie der Eozoonkalk nicht erfahren hat, sind durch Lawsons Entdeckung wirkliche Versteinerungen aus der Gruppe der Stromatoporidaen jetzt nachgewiesen, die ebenfalls eine eigenartige Bänderung zeigen. Könnte dies nicht vielleicht beweisen, daß auch die Eozoonbänderung organischen Ursprungs und nur durch spätere Metamorphose des ganzen Gesteins in ihrer chemischen Beschaffenheit verändert worden ist? Walcott hat diesen Gedanken wirklich ausgesprochen. Sollte das Eozoon sich damit von neuem aus seinem Grabe erheben, in das wir es so zuversichtlich gelegt hatten? Seinen Hauptfundort bei Côte St. Pierre habe ich 1906 besucht und einen großen Block von dort mitgenommen, der vorzüglich geeignet ist, die wahre Natur des Eozoon zu enthüllen. Seine Untersuchung hat ergeben, daß das Eozoon als Fossil keine Auferstehung feiern kann.

Für die Stoffanordnung dieses zweiten Teiles ergab sich ganz von selbst eine Dreiteilung. Zuerst haben wir uns mit dem typischen Cryptozoon zu beschäftigen, dann mit dem Eozoon und zuletzt mit dem Cryptozoon des Steeprochkalkes, sowie mit der es begleitenden interessanten Atikokania.

I. Cryptozoon.

Der Name Cryptozoon ist in Nordamerika gegeben worden. In Europa hat er noch keine Anwendung gefunden; sei es deshalb, weil die Versteinerungen, auf welche dieser Name paßt, hier nicht vorkommen, sei es weil dieselben andere Namen erhalten haben, was an sich gar nicht erstaunlich wäre, weil ja in Amerika selbst über die Natur und Beschaffenheit der Cryptozoen erhebliche Meinungsverschiedenheiten existieren und in den wenigsten Lehr- und Handbüchern der Paläontologie dieser Name bisher Aufnahme gefunden hat.

Der Erste, welcher diese dem Namen zugrunde liegenden Körper betrachtet und beschrieben hat, war Dr. John H. Steele¹⁾ in Saratoga Springs im Staate New York. Er hat sie anläßlich der Feststellung, daß in der Grafschaft Saratoga die Ooliticformation reich an Oolithen vorkomme, gut beschrieben, aber mangelhaft abgebildet. Er schreibt; „Auf und nahe der Straße, welche von Greenfield über die Rowlandstraße nach Ballstonspa führt, ist bei der Farm von Deacon Wood (jedenfalls derselben, welche jetzt als

¹⁾ Sillimans Americ. Journal of Science and Arts. Vol. 9 1825 S. 16 Taf. II.

Hoytfarm bezeichnet wird) eine Reihe von horizontalen Gesteinsbänken aufgeschlossen, an welchen die charakteristische Eigenart dieser Formation gut ausgeprägt und leicht zu studieren ist. Eine dieser Bänke zeigt ein höchst eigentümliches Aussehen, das bis jetzt, soweit mir bekannt, noch nie beobachtet und beschrieben worden ist. Die Oberseite jener Bank ist im Norden und Süden der Bank, unter welche sie sich deutlich hineinzieht, auf mehrere Ruthen vollkommen freigelegt. Sie ist ungefähr 2' dick und schließt durchweg eine große Anzahl von Kalkkonkretionen seltsamer Struktur ein. Die meisten von ihnen sind halbkugelförmig, viele auch ganz kugelig. Ihr Durchmesser wechselt zwischen $\frac{1}{2}$ Zoll und 2'. Ganz deutlich sind sie aus annähernd parallelen und vollkommen konzentrischen über einanderliegenden Lagen zusammengesetzt, welche eine dichte Textur und dunkel blaue bis schwarze Farbe haben und durch hellere Zwischenlagen mit einander verbunden sind. Sie sind körnig oder stalaktitisch, sehr dünn und ich habe in einem Falle deren mehr als 100 gezählt. Zerschlägt man das Gestein, dann fallen diese Gebilde ganz heraus. Sie können aber dadurch, daß man sie auf den Felsboden wirft, leicht kleiner gemacht werden, wobei sich die konzentrischen Schalen leicht ablösen, ohne daß sich die Form des Ganzen verändert. Diese interessanten Konkretionen scheinen nur auf diese eine Bank beschränkt zu sein, welche aber die Oolithbänke in ihrer ganzen Ausdehnung begleitet und unzweifelhaft nur eine Varietät derselben ist. Denn die charakteristischsten Oolithe liegen unter ihr und die weniger charakteristischen sind darüber angehäuft“.

Steele hatte somit die Eigenart dieser Versteinerungen richtig erkannt. Nur hielt er sie für auf anorganischem Wege entstandene Konkretionen und es dauerte noch 55 Jahre, bis James Hall¹⁾ dieselben für tierische Versteinerungen erklärte und sie mit dem Namen „Cryptozoon“ belegte, wodurch er allerdings gleichzeitig die Tatsache zum Ausdruck brachte, daß er über die wahre Beschaffenheit dieser Tiere nichts wußte. Gleichzeitig hat sich im Jahre 1880 auch W. Dawson eingehend mit ähnlichen Formen beschäftigt, darüber aber, wie es scheint, erst viel später (1897 u. 98)²⁾ etwas veröffentlicht. Er kannte damals schon das *Cryptozoon minnesotense*, das Winchell³⁾ erst 1885 bekannt gab. Es scheint, daß Dawson die mikroskopische Struktur

¹⁾ Hall, James, *Cryptozoon proliferum* nov. gen. et sp. New York State Mus., 36 th. Ann. Rep. 1884.

²⁾ Dawson, W., Notes of *Cryptozoon* and other ancient fossils. Canadian Record of Science, Vol. VIII, Nr. 4, pp. 203—219 with figures und Brief von Dawson, geschrieben an Walcott 1883, veröffentlicht 1898.

³⁾ Winchell, N. H., *Cryptozoon minnesotense*. Minnesota Geol. and Nat. Hist. Survey, Vol. 14, p. 313. pl. i.

dieser Körper am eingehendsten von allen studiert hat und er äußerte die Meinung, daß alle diese Cryptozoen näher mit Stromatocentrum als mit anderen Stromatoporidaen verwandt seien. Dieses Stromatocentrum war 1848 von Hall¹⁾ als eine Koralle aus dem Black river limestone beschrieben worden. Nicolson versetzte dasselbe aber 1878 zu den Stromatoporidaen. Die vollständige Abwesenheit der vertikalen Röhren bei den Cryptozoen beweist, daß eine engere Verwandtschaft gerade mit diesem Genus nicht besteht und läßt vermuten, daß Dawson die mikroskopische Struktur des typischen Cryptozoon proliferum nicht genügend kannte. Wie dann die Anschauungen über das Cryptozoon im Kreise der amerikanischen Paläontologen sich weiter entwickelt haben, ist mir im einzelnen nicht bekannt. Manche der Veröffentlichungen darüber sind mir nicht zugänglich geworden. Ich begnüge mich deshalb mit der Feststellung, daß Dana in seinem Manuel of Geology 1896 sagt: „das Cryptozoon proliferum gehört, wenn es überhaupt organisch ist, zu den Hydrozoen“, und daß Grabau 1909 (Nordameric Index fossils S. 46) Cryptozoon ohne weitere Einschränkung zu den Stromatoporidaen stellt, mit der Diagnose „Coenosteam of irregular concentric laminae, traversed by minute canals with branch and anastomose irregularly. No astrophize. Cambrian and Ordovician“. Im Gegensatz dazu spricht sich Wieland²⁾ für die pflanzliche Natur des Cryptozoen aus, das er als Cryptophycus bezeichnen möchte auf Grund von sporangienähnlichen Gebilden, die er im Cryptozoon proliferum gefunden zu haben glaubte. Also selbst mit Bezug auf die typische Art besteht noch immer vollständige Meinungsverschiedenheit bei den amerikanischen Autoren. Bei den meisten der bisher beschriebenen zehn Arten liegt jedoch eine genaue mikroskopische Analyse gar nicht vor, so daß eine begründete Auffassung derselben, sei es als Tiere, sei es als Pflanzen, sei es als Konkretionen damals noch unmöglich war. Meine Absicht ging deshalb 1913 dahin, authentisches Material von Cryptozoon proliferum zu sammeln, um einen mikroskopischen Vergleich mit dem Cryptozoon occidentale aus der Chuarformation durchführen zu können. Da ich aber von dieser präcambrischen Art aus den schon im I. Teil angegebenen Gründen kein Material habe sammeln können, muß ich mich in der mikroskopischen Untersuchung vorerst auf die Formen von Saratoga Springs beschränken. Doch werde ich im Anschluß an die Beschreibung von Atikokania eine neue Cryptozoon-Art vom Steeprocklager noch zu schildern haben.

¹⁾ Nat. hist. of New York Paläontol. Vol. I 1848 S. 48 Taf. 12 Fig. II.

²⁾ Wieland G. R., Notes on Ozarkian seaweeds and Oolites. Bull. of Americ. mus. of nat. hist. Vol. 33 1914 S. 237—260.

A. Die Cryptozoen von Saratoga Springs im Staate New York.

Den von Steele entdeckten Fundort habe ich 1913 besucht. Ich erfreute mich dabei der Begleitung des Dr. Ruedemann aus Albany, dem ich zu größtem Danke verbunden bin, da ich unter seiner sachverständigen Führung die wichtigsten Fundplätze an einem Tage besuchen und ausbeuten konnte. Auch dem Direktor des Staatsmuseums in Albany, Herrn Clarke, möchte ich bei dieser Gelegenheit für seine Unterstützung meinen Dank aussprechen. Das große Material von Cryptozoen, welches dort liegt, konnte er mir freilich nicht zugänglich machen, weil das Museum gerade im Umbau begriffen war. Leider ist auch erst nach meinem Besuche von Saratoga die geologische Karte dieser Gegend, aufgenommen von Cushing,¹⁾ erschienen. In den Erläuterungen dazu, worauf ich ganz besonders hinweisen möchte, findet man gute photographische Abbildungen der Hauptfundorte.

Ich fasse die Ergebnisse dieser Arbeit und meine eigenen Beobachtungen wie folgt zusammen: die obercambrischen Schichten liegen auf den stark metamorphisierten und von granitischen Intrusionen durchsetzten Schieferen, Quarziten und Kalksteinen der Grenville Serie, deren genaueres Alter unbekannt ist. Die cambrischen Schichten beginnen mit Sandsteinen, die an ihrer Basis ein Konglomerat einschließen und nach oben mit Dolomitbänken in Wechsellagerung treten. Darüber liegen die schwarzen oolithischen Kalke mit Cryptozoon und stellenweise auch dolomitische Bänke. Cushing gliedert alle diese Schichten in: 1. Die Potsdamformation (50—100'), 2. in die Theresaformation (50') und 3. in den Hoytlimestone (100'); darüber soll noch die Littlefallsformation (300—400') liegen, die aus massigen, unregelmäßig geschichteten grauen Dolomiten besteht, und in der eine von Cryptozoon proliferum verschiedene und besonders stark silifizierte Form vorkommt, die er auf Tafel 10 abgebildet, aber nicht benannt hat. Die unmittelbare Auflagerung dieser letztgenannten Schichten über dem Hoytkalkstein habe ich nicht gesehen. Dr. Ruedemann hat mich zu dem etwas abgelegenen Fundorte der neuen Art geführt, doch konnte ich dort weder den massigen grauen Dolomit, noch das Liegende desselben beobachten. In diesen vier obercambrischen Stufen kommt *Lingulella acuminata* nur in I und II und außerdem *Ptychoparia Matheri* Walc. vor. Nur in III kommen vor: *Dicellocephalus Hartli* und *tribulis*, *Lonchocephalus calciferus*, *Agraulos saratogensis*, *Pelagiella hoyti* und *minutissima*, *Mathewia variabilis*, *Matherella saratogensis* und *Tribli-*

¹⁾ H. B. Cushing und Ruedemann, *Geology of Saratoga Springs and Vicinity*. Mus. of the State of New York. Bull. Nr. 560. Albany 1914.

dium cornutiforme. Die nächst jüngeren Schichten bezeichnet Cushing als Amsterdam-Kalkstein. Sie entsprechen nach ihm aber weder den Beekmantown- noch den Chazyschichten, sondern stellen einen Horizont der jüngeren Blackrivergruppe dar, über der der Trenton-Kalk liegt. Es besteht eine zwar nicht sehr bedeutende, aber doch ganz deutliche Diskordanz zwischen diesem Amsterdam-Kalk und den obercambrischen Schichten. Die Angabe von Grabau und Shirmer,¹⁾ daß *Cryptozoon proliferum* im Staate New York im Beekmantowns Horizont, also im unteren Ordovician liege, ist demnach zu korrigieren. Nach Cushing kommen die Beekmantowns Schichten hier überhaupt nicht vor. Ich habe die *Cryptozoen* an vier Fundplätzen kennen gelernt. Der erste und hauptsächlichste liegt unmittelbar bei der Hoytfarm, ungefähr 5 km westlich von Saratoga Springs. Eine Kalkbank, in der Stock neben Stock liegt, von denen manche eine Ausdehnung bis zu $\frac{1}{2}$ m haben, ist auf dem freien Platze, unmittelbar neben der Farm entblößt. Sie zieht sich in den Hang gegen Westen hinein und ist dort früher durch einen Steinbruch aufgeschlossen gewesen. Höher hinauf im Hangenden habe ich in dem dunklen oolithischen Kalkstein nur wenige *Cryptozoen* gefunden. Der Kalk wird sehr kieselig und schließt zu oberst zahlreiche Reste von Trilobiten ein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ungefähr 10 m. Dieser reiche Fundplatz ist neuerdings unter dem Namen Laster Park in das Eigentum des Museums des Staates New York übergegangen und so vor Zerstörung geschützt.²⁾

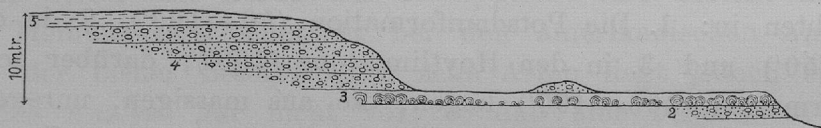


Fig. 1. Profil bei der Hoytfarm. Zahlenerklärung siehe Fig. 2.

Nimmt man den Fahrweg von der Farm nach Norden, so erreicht man alsbald in einer Entfernung von ungefähr 700 m ein kleines Tälchen. Rechts am Weg liegt ein alter kleiner Steinbruch (Fig. 2); darin sind 3 m mächtige, oolithische Kalksteine aufgeschlossen, über denen die *Cryptozoon*bank liegt, welche mit der von der Hoytfarm identisch ist. Das Liegende besteht aus Sandsteinbänken.

Immer weiter nach Norden gehend, kreuzt man alsbald die Eisenbahnlinie von Greenfield. Einige 100 m östlich ist in dem Einschnitt dieser Bahnlinie folgendes Profil erschlossen:

¹⁾ North American index fossils. 1909. Vol. 1 S. 46.

²⁾ University of the State of New York, Bulletin Nr. 601. Albany 1915 S. 18.

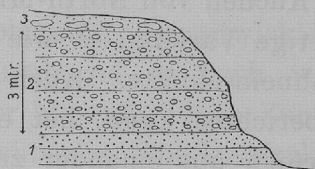


Fig. 2. Profil nördlich der Hoytfarm.

1. Sandstein, 2. oolithischer Kalkstein, 3. Cryptozoonbank, 4. oolithischer Kalkstein, 5. Trilobitenreicher Kalkstein.

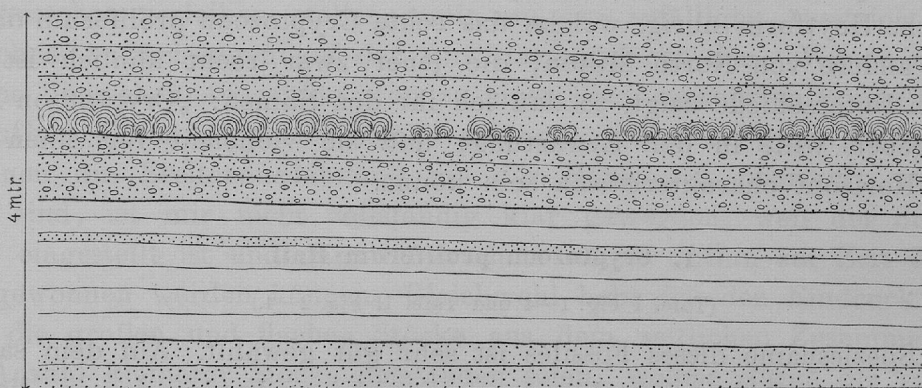


Fig. 3. Profil im Greenfielder Eisenbahneinschnitt. Zu unterst Sandstein, darüber Dolomit mit einer Sandsteineinlagerung. Zu oberst oolithischer Kalkstein mit einer Cryptozoonbank.

Zu unterst liegen Sandsteine, darüber 2 m Dolomitbänke, die mit solchen von Sandstein wechsellagern, darüber 2 m sandige oolithische Kalksteine mit einem Cryptozoonlager. Die Stöcke sind kleiner, als bei der Hoytfarm und gänzlich dolomitisiert. Es ist nicht sicher, aber sehr wahrscheinlich, daß dieses Cryptozoonlager tiefer liegt, als das der Hoytfarm. Nach Cushings Gliederung könnte man versucht sein, es in die Theresa-Formation zu stellen. Der vierte Fundplatz endlich, liegt etwa 2½ km im Süd-Westen der Hoytfarm. Er besteht aus einer Oberflächenentblößung auf einem flachen Hügel, etwa 1 km nördlich von North-Milton. Über sein Altersverhältnis zu den Hauptkalksteinen habe ich mir ein Urteil nicht bilden können. Es scheint, daß die Oolithe hier fehlen. Dolomit habe ich auch keinen gesehen, der für die Littlefalls-Formation charakteristisch sein soll, in die gleichwohl Cushing dieses Cryptozoon stellt und das demnach jünger wäre, als das Cryptozoon des Hoytkalksteins. Es liegen also drei verschiedene Cryptozoon Horizonte vor, und nach dem makroskopischen Befunde schien es mir so, als ob im ganzen vier verschiedene Cryptozoen-Formen darin zu unterscheiden wären,

nämlich: die großen flachen Kuchen von North-Milton, die typische Prolifera-Form und eine blumenkohlartige Varietät, so wie endlich die kleineren dolomitischen Stöcke im Eisenbahneinschnitte. Auch die mikroskopische Untersuchung, über die ich jetzt berichten kann, hat ergeben, daß es in der Tat notwendig ist, diese vier Formen aus einander zu halten; aber die blumenkohlartige Varietät muß aus dem Genus *Cryptozoon* ausscheiden. Die dolomitische Form hingegen gehört zwar zu diesem Genus, sie hat aber die charakteristische Struktur bei der Umwandlung in Dolomit gänzlich eingebüßt, so daß eine genauere Artbestimmung ausgeschlossen ist. Es bleibt somit nur die typische Hoytform übrig, welche das echte *Cryptozoon proliferum* darstellt und jene andere von North Milton, die jener zwar recht ähnlich ist, aber doch auch Unterschiede zeigt, so daß ich ihr den Namen: „*Cryptozoon Ruedemanni*“ geben will, in der Erwartung, daß sie vielleicht für einen etwas jüngeren Horizont charakteristisch sein könne.

1. *Cryptozoon proliferum* Hall.

(Tafel I Fig. 1—4 und Tafel II Fig. 2—4.)

Der Speziesname dieses Fossiles ist sehr gut gewählt. Auf dem sandigen und oolithreichen Boden entsteht zuerst ein kleines Lager, das in die Höhe weiter wächst. Wiederholt wird es bei diesem Wachstum von Sandlagen überschüttet, die es aber immer wieder von den frei gebliebenen Stellen her überwuchert, so daß der ganze Stock am Ende aus mit dünnen Sandlagen wechselnden Kalklagen besteht. Wo sich benachbarte Stöcke berühren, können sie zusammenwachsen und werden dann von weiteren gemeinsamen Lagen umhüllt, die schließlich unter Umständen sehr viele solcher kleiner Stöcke umschließen. Die größeren *Cryptozoon*stöcke sind alle aus kleineren zusammengesetzt und zeigen eine sehr merkwürdige und scheinbar recht verwickelte Anordnung ihrer Kalklagen, wie sich aus den angeführten photographischen Abbildungen bei Cushing¹⁾ ergibt. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß es sich bei diesen Aufnahmen um von oben her stark abgewetzte Stöcke handelt, die somit nicht mehr ihre ursprüngliche Oberfläche zeigen, sondern in verschieden tiefe Lagen einen Einblick gestatten. Auch die Stöcke, welche man lose auf den Feldern findet, sind durchweg stark abgearbeitet, und zwar auf allen Seiten, so daß es sehr schwierig wird, sich eine zutreffende Vorstellung von der Form der unversehrten Stöcke zu bilden. Bei kleinen Exemplaren jedoch kann man feststellen, daß die aus wechselnden Kalk- und Sandlagen

¹⁾ Siehe auch Walcott, *Smithson, Misc. Coll.* Vol. 57 Nr. 9 (1912) und Vol. 64 Nr. 2 (1914).

bestehenden Anwachszone blasenförmig entwickelt sind und daß infolge dessen die unversehrten Stöcke annähernd so hoch wie breit sind. Im Einzelnen freilich ist die Oberfläche der blasenförmigen Zonen wellig vertieft und pustelförmig erhöht. Es entspricht das den Unregelmäßigkeiten des organischen Wachstums, wie das in gleicher Weise bei vielen Kalkalgen und kolonienbildenden Tieren der Fall ist. Die konzentrischen Ringe also und die mehrere Ringsysteme zusammenschließenden Ringe, welche auf der Oberfläche der angewitterten Cryptozoen so auffällig hervortreten und ihnen ein so merkwürdiges Aussehen verleihen, stellen somit nur den zufälligen Ausstrich der konzentrischen Anwachsflächen auf der Anwitterungsfläche dar. Würde man diese Tatsache übersehen, so müßte man zu einer ganz verkehrten Vorstellung über den Aufbau dieser Cryptozoonstöcke gelangen. Wie die ganz großen Stöcke, bei denen die Breitenausdehnung die der Höhe weit übertrifft, zusammengesetzt sind, ist mir nicht vollständig klar geworden, weil der Steinbruchbetrieb eingestellt ist und ganz unversehrte Stöcke mithin zur Zeit dort nicht mehr gewonnen werden können. Gleichwohl habe ich den Eindruck erhalten, als ob die großen und flachen Stöcke aus dem seitlichen Zusammenwachsen einer Anzahl kleinerer Stöcke entstanden seien, welche durch die vereinigten äußersten Anwachszone der früher getrennten Individuen wie durch ein gemeinsames Band umschlungen werden. Solche Kolonien erreichen Größen von 1—3 Handspangen, doch habe ich auch solche gesehen, die bei einer Breite von einer Spanne 2 m Länge hatten.

Auch im Dünnschliff erscheint der Bau dieses Cryptozoon keineswegs einfach und es ist nicht leicht sich ein klares Bild von demselben zu machen. Es kommt dies daher, daß die Kalkstöcke während des Versteinerungsvorganges und auch nachher noch von nicht unerheblichen Veränderungen betroffen worden sind. Gänge und Lagen von körnigen Dolomitaggregaten durchsetzen die Stöcke oft in recht unregelmäßiger Anordnung, oft auch in scheinbar gleichförmiger Einlagerung und außerdem sind fast stets in den Kalklagen einzelne Dolomitrhomboëder eingesprengt. Dazu kommen noch Drucksuturen, die als dunkle Zickzacklinien in regelloser Weise durch das Gestein hindurchziehen. Da dies alles spätere, nachträgliche Bildungen sind, so will ich sie zuerst besprechen und mit der jüngsten derselben beginnen.

a) Die Drucksuturen.

Sie kommen nicht nur innerhalb der Cryptozoonstöcke vor, sondern sie durchschwärmen ebenso die angrenzenden und jene einschließenden oolithischen Kalksteine. Sie sind so minutiös, daß man ihre Anwesenheit meist erst im

Dünnschliff erkennen kann. Ihre Auszackungen erreichen nur selten die Größe einer Millimeters, aber stets sind sie von einem dunklen Belag begleitet, der ihre Auffindung sehr erleichtert. Ihr Verlauf ist ganz unregelmäßig und zeigt keinerlei Beziehungen zur lagenförmigen Struktur des Cryptozoon. Daß auf ihnen chemische Auflösungen der Karbonate stattgefunden haben, wobei die unlöslichen Bestandteile in Form jenes dunklen Belages zurückblieben, ist zweifellos und zeigt sich besonders deutlich da, wo Dolomitrhomboëder an die Suturflächen anstoßen. Deren regelmäßige Krystallumriße sind auf dieser Seite verschwunden und die Rhomboëder erscheinen wie ausgefranst oder angeätzt. Dieselben Erscheinungen zeigen auch die Oolithe im Nebengestein und sie haben im Kontakte mit den Drucksuturen ihre regelmäßig rundliche Form verloren. Wo solche Suturlinien auf der Grenze zwischen Cryptozoon- und Quarzsandlagen verlaufen, greifen letztere ganz deutlich zackenförmig in erstere herein und nicht selten häufen sich solche Suturlinien auf engem Raume derart, daß aus den ursprünglich einfach mit einander wechsellagernden Sand- und Cryptozoonbändern ein regelloses Mosaik geworden ist. (S. Taf. I Fig. 2.)

b) Die Dolomitisierung.

Die Cryptozoonstöcke sowohl, als auch die oolithischen Kalksteine überhaupt, brausen in verdünnter Salzsäure lebhaft auf und erweisen sich dadurch als Kalkgebilde. Auf angeschliffenen Flächen jedoch zeigt es sich, daß gewisse Teile des Gesteins von der Salzsäure nicht angegriffen werden und als helle weiße Punkte oder unregelmäßige Flecken aus der angeätzten Fläche herausragen. Vergleicht man solche angeätzte Flächen mit den von denselben gewonnenen Dünnschliffen, dann läßt sich leicht feststellen, daß jene aufragenden Teile genau den eingesprengten Dolomitrhomboëdern oder den körnigen Dolomitaggregaten entsprechen oder auch den eingesprengten Quarzkörnern, wie sie im Dünnschliff nachweisbar sind. Die lagenförmigen Dolomitaggregate zeichnen sich ferner dadurch aus, und können daran erkannt werden, daß in ihnen von der nachher zu besprechenden Cryptozoon-Struktur nichts mehr erhalten ist. Dies deutet darauf hin, daß die Dolomitbildung erst nachträglich eintrat und daß sie gleichzeitig die organische Struktur verwischt hat. Für diesen späteren Eintritt spricht auch der Umstand, daß die Dolomitbänder nicht selten gangförmige Apophysen durch die sie einschließenden Kalklager entsenden. Sehr auffällig ist es auch, daß die einzeln eingesprengten Dolomitkrystalle meist von dunklen Häutchen umsäumt und in ihrer Mitte gewöhnlich durch einen feinen Staub getrübt sind, gerade so, wie das E. W.

Skeats¹⁾ im Schlerndolomit der Südalpen beobachtet und beschrieben hat. Eine Erklärung hierfür finde ich in der Annahme, daß die unlöslichen mineralischen und organischen Beimengungen in dem tierischen Kalkskelette während der Krystallisation der Dolomitkrystalle eine Umgruppierung erfahren haben.

Die Dolomitgänge, welche die getrennten Dolomitlagen teilweise verbinden, und die, soweit meine Beobachtungen reichen, mit einer einzigen Ausnahme älter als die Drucksuturen sind, zeigen wohl Zufahrtskanäle an, auf denen die dolomitisierenden Agenzien eingedrungen sind. Ihre Salbänder sind teils unregelmäßig, teils ganz gerade und parallellinig, und die Gänge selbst machen durchaus den Eindruck von ausgefüllten Zerreissungsspalten. (Siehe besonders Taf. I Fig. 2—4 und Taf. II Fig. 2.)

c) Die Struktur der Cryptozoonlagen.

Diese Struktur ist daran zu erkennen, daß ziemlich scharf umgrenzte Züge eines mikroskopisch krystallinen trüben Calzitaggregates sich von solchen abheben, die etwas grob krystallinischer sind und im Dünnschliff heller erscheinen. Diese letzteren bilden ein netzförmiges Maschenwerk in dem das trübere und dichtere Aggregat eingeschlossen liegt. Das Netzwerk hat einen ziemlich unregelmäßigen Verlauf, seine einzelnen Äste zeigen weder parallel zur Oberfläche des Cryptozoonlagers, noch auch in senkrechter Richtung dazu, eine bestimmte Orientierung. Auch ist die Verzweigung des Netzwerkes recht unregelmäßig und die Dicke der einzelnen Äste sehr veränderlich. Es lassen sich im allgemeinen zwei Astformen unterscheiden, von denen die eine bis 60 μ dick wird, während die andere feiner ist und nur Breiten von ungefähr 10—20 μ erreicht. Doch sind diese beiden Gruppen nicht scharf von einander getrennt, sondern es gehen die feineren Äste häufig in die dickeren über und letztere selbst schwanken schon auf ganz kurze Erstreckung recht bedeutend in ihrer Breite. In allen diesen Eigentümlichkeiten gleicht dies Netzwerk vollständig den Cönosarkröhren der Spongiostromen und das trübere Füllwerk in den Zwischenräumen dem ursprünglichen Cönost dieser Hydrozoen. Dem entsprechend stellt das hellere Kalkaggregat die Ausfüllung der Cönosarkröhren dar, die sich erst nach dem Tode des Tieres und während des Versteinerungsvorganges gebildet hat. Die Dolomitisierung hingegen, soweit sie nicht nur diese Ausfüllung sondern auch das Cönost betroffen hat, muß

¹⁾ On the chemical and mineralog. evidence as to the origine of the Dolomites of Southern Tyrol (Q. Journ. geol. Soc. London. Vol. 61 1905 S. 129).

als ein noch späterer Vorgang angesehen werden, der die ursprünglichen Bestandteile teilweise und an vielen Stellen sogar ganz umgewandelt und damit auch die Hydrozoenstruktur mehr oder weniger verwischt hat. Die Calzitausfüllung der Cönosarkröhren hingegen ist vielleicht bereits durch die verwesende organische Substanz der Cryptozoontiere bewirkt oder doch wenigstens eingeleitet worden. Für die Dolomitisierung hingegen kann diese Ursache schwerlich herangezogen werden; wenigstens gibt der mikroskopische Befund nach dieser Richtung hin keine Anhaltspunkte.

d) Sandbeimengung.

Nicht allzuselten liegen inmitten des Cönosts vereinzelte kleine Quarzkörner, die von den Hydrozoenkolonien während ihres Wachstums eingeschlossen und umwachsen worden sein müssen. Manchmal häufen sich solche Einschlüsse so sehr, daß sie geradezu kleine Lager zwischen den einzelnen Cönostlagen bilden. Die Quarkörner sind alle sehr klein, eckig bis kantengerundet, oft auch ganz abgerundet. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 25 und 500 μ . Mit ihnen zusammen kommen auch, aber nicht so häufig, hell durchscheinende, aber das Licht stärker brechende Körner anderer Mineralien vor. Kleine, stäbchenförmige, bräunliche Gebilde sind ebenfalls ziemlich häufig. Ihre Breite schwankt zwischen 25 und 70 μ . Ein Teil hat nadelförmige Gestalt mit Andeutung eines helleren Zentralkanals, andere sind unregelmäßig begrenzt. Ob die braune das Licht nicht doppelt brechende Substanz ursprünglich aus Chitin bestand, muß dahingestellt bleiben; doch scheinen diese Gebilde Fragmente organischen Ursprungs zu sein. Es gibt auch noch andere längliche und schwach gekrümmte Körper, die aus feinem Calzitaggregat bestehen und sich deutlich als etwas besonderes von ihrer Umgebung abheben. Sie erreichen Längen von bis über einen Millimeter und können Fragmente von Crustaceen- oder Muschelschalen sein. Auch Oolithe kommen eingeschlossen in dem Hydrozoonkörper vor; doch soll deren Natur erst später im III. Teil besprochen werden. Wo diese Fremdkörper sich als besondere Zwischenlagen angesammelt haben, sind sie durch ein feines, meist etwas trübes Calzitaggregat verbunden und wo der Cryptozoonkörper eine dolomitische Umwandlung erfahren hat, sind auch dieses Bindemittel und die Oolithe davon ergriffen worden.

2. Das Cryptozoon im Greenfielder Eisenbahneinschnitt.

Tafel I Fig. 6 und Tafel II Fig. 1.

Wie schon erwähnt, gehört dieses Cryptozoon wahrscheinlich einer etwas älteren Schicht an, als das Cryptozoon proliferum, indessen kann der Altersunterschied keinesfalls sehr groß sein. In der äußeren Form haben beide große Ähnlichkeit, doch ist der Aufschluß andersartig. Während bei der Hoytfarm besonders die Oberflächen der Stöcke freigelegt sind, ist dies im Eisenbahneinschnitt nicht der Fall. Dafür hat man hier vorzügliche Vertikalschnitte, die das vom Boden stockförmig und dabei in peripherischer Richtung sich allseitig ausbreitende Wachstum der Stöche sehr gut zeigen (siehe Fig. 4). Die innere mikroskopische Struktur ist jedoch durch die vollständige Dolomitisierung gänzlich verloren gegangen, so daß eine Identifizierung mit Cryptozoon proliferum nicht möglich ist. Auch die fremdartigen Einlagerungen sind, soweit sie aus Kalk bestanden, umgewandelt, so daß nur noch die Quarz-

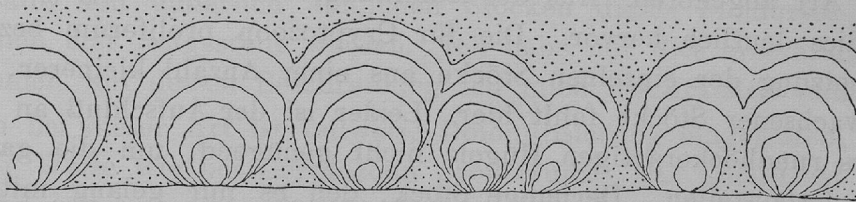


Fig. 4. Die Cryptozoonbank von Figur 3 vergrößert.

körner sich als solche erkennen lassen. Der Dolomit besteht aus einem Aggregat eckiger polygonaler Krystalle, die dicht neben einander liegen und die meist im Durchmesser zwischen 60 und 300 μ schwanken, zum Teil aber auch bis 500 μ anwachsen. Sie sind von feinstem Staub durchspickt und erscheinen deshalb etwas getrübt. Manchmal liegen in diesen Dolomitkrystallen noch kleinere Rhomboëder eingeschlossen, welche jenen isolierten Dolomitrhomboëdern bei Cryptozoon proliferum gleichen und darauf hinweisen, daß hier die vollständige Dolomitbildung wahrscheinlich ein allmählicher Vorgang war, der zuerst das Dolomitstadium des Cryptozoon der Hoytfarm durchlaufen hat. Die unregelmäßig eckigen Dolomitkrystalle sind fast stets von feinen, bräunlichen Häutchen umgeben, wodurch die Umrisse derselben deutlich hervortreten. Es sieht so aus, als ob diese Bestandteile bei der Umkrystallisierung des Kalkes auf die Seite gedrängt worden seien. Der Kalkbestand der sandigen Einlagerungen ist, wie erwähnt, zwar ebenfalls ganz dolomitisiert, aber die Dolomitkrystalle sind zumeist viel kleiner und stärker

durch Staubpartikel und kleine Eisenerzpünktchen getrübt. Danach kann man schon mit bloßem Auge die Anordnung und Verbreitung der sandigen Einlagerungen erkennen. Von Oolithen, die wahrscheinlich auch hier vorhanden waren, ist nichts mehr zu sehen. Unter diesen Umständen ist es unmöglich, diese Art zu bestimmen und zu benennen; doch ist ihre Identität mit *Cryptozoon proliferum* nicht ausgeschlossen, denn die scheinbar größere Abflachung der Oberseite der Stöcke bei der Hoytfarm ist nur eine Folge der Erosion, welche die Kalkbänke und damit auch die freigelegten *Cryptozoon*stöcke betroffen und ihre obersten Teile abgescheuert hat.

3. *Cryptozoon Ruedemanni* n. sp.

Tafel I Fig. 5 und Tafel II Fig. 5, Habitusbilder Cushing l. c. Tafel 9 und 10.

Schon nach ihrer äußeren Form sind diese Stöcke von denjenigen der Hoytfarm deutlich verschieden und machen es wahrscheinlich, daß sie einer besonderen Art angehören. Aus der Abbildung, welche Cushing (l. c.) gegeben hat, geht dies deutlich hervor. Die für *Cryptozoon proliferum* bezeichnende Zusammensetzung der einzelnen Stöcke aus einer Anzahl kleinerer, aber zusammengewachsener Stöcke fehlt hier. Leider ist der Aufschluß an der Oberfläche eines rundhöckerartigen Hügels nicht genügend, um die ganze Form der Stöcke festzustellen. Derjenige Stock, den es mir gelang mit Hammer und Meisel von der Oberfläche abzusprengen, mißt im Breitendurchmesser 34 und 27 cm und ist bis 5 cm dick. Aber er war jedenfalls viel dicker. Die Verwitterung hat von oben her schon vieles entfernt und der unterste Teil blieb in der Kalkbank stecken, weil eine annähernd horizontale Ablösungsfläche den Stock durchsetzte, durch welche es überhaupt erst möglich wurde, das obere Stück abzusprengen. Man kann aber an den Rändern dieses Stückes noch ganz gut erkennen, daß sich dort die Bänderung des Stockes aus der wellig-horizontalen Lagerung, welche die ganze Mitte des Stockes beherrscht, rasch in eine steilere Stellung um- und herabbiegt, ähnlich wie das auch bei *Cryptozoon proliferum* der Fall ist. Eine Eigentümlichkeit der Stöcke dieses Fundortes, die ich bei dem *Cryptozoon proliferum* nicht so beobachtet habe, sind die feinen, bei der Anwitterung auf der Oberfläche mit bräunlichen Farben hervortretenden Schnüren, die auf der Abbildung von Cushing (l. c.) deutlich zu erkennen sind und diesen *Cryptozoen* ein eigenartiges Aussehen verleihen. Ungefähr laufen sie in der Richtung der Bänderstruktur des *Cryptozoon* und könnten deshalb für in dieser eingelagerte Sandlager genommen werden. Aber die Kongruenz ist nur scheinbar, denn nicht

selten schneiden sie die Cryptozoonbänder unter wechselnden Winkeln und treten mit den zunächst liegenden Schnüren in Verbindung, so daß sie in dem Stocke ein anastomosierendes Netzwerk bilden, das seiner Entstehung nach jedenfalls jünger als das Cryptozoon ist. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß sie aus einer lagenweisen Anhäufung feinsten Quarzstaubes und dunkler Eisenerzkörperchen besteht, die durch ein dolomitisches Bindemittel zusammengeschweißt sind. Diese Lagen sind gewöhnlich nur 60—120 μ dick und schwellen nur stellenweise zu größeren Breiten an. Der Verlauf dieser schnurartigen Bänder erinnert durchaus an den der Drucksuturen und als solche müssen sie wohl auch gedeutet werden, denn sie sind eigentlich nichts anderes als eine Anordnung der unlöslichen Bestandteile, die sonst in den Cryptozoonlagern eingeschlossen sind. Die Struktur des Kalkstockes ist eine ähnliche wie bei Cryptozoon proliferum, nur sind die gröberen Cönosarkröhren nicht so dicht an einander gerückt. Das Cönost nimmt mehr Raum ein und die feineren Cönosarkröhren wiegen gegenüber den gröberen vor. Ob diese Eigenschaften alle den äußerlich ähnlichen Stöcken dieses Fundortes zukommen, muß freilich erst festgestellt werden. Ich habe nur dies eine Stück von dort mitgenommen, auf dessen Beschreibung ich mich beschränken muß.

Auch bei dieser Art ist teilweise Dolomitisierung eingetreten, aber doch in anderer Weise wie bei Cryptozoon proliferum. Das Cönost ist kalkig geblieben und löst sich in verdünnter Salzsäure rasch mit lebhaftem Aufbrausen. Die Cönosarkröhren hingegen sind von einem hellen Dolomitaggregat ausgefüllt, das infolgedessen auf angeschliffenen Flächen nach vorsichtiger Anätzung deutlich über die Cönostteile emporragt. Wahrscheinlich also sind die hohlen Cönosarkröhren hier nach dem Absterben der Tiere sogleich mit Dolomit ausgefüllt worden und ist nicht wie bei Cryptozoon proliferum zunächst eine Kalkausfüllung eingetreten, die erst später in Dolomit umgewandelt wurde.

4. Die blumenkohlartigen Stöcke.

Schon beim Aufsammeln der Cryptozoen bei Saratoga war es mir aufgefallen, daß manche der sich im Gestein abhebenden und zum Teil auch schon herausgelösten Kalkstöcke mit denen von Proliferum äußerlich zwar große Ähnlichkeit besitzen, daß aber die in den Sandlagen eingebetteten Kalkteile nicht jene charakteristische Lamellenform zeigen; sie haben vielmehr eine unregelmäßig ästige, blumenkohlartige Verzweigung und ich habe deshalb schon damals Herrn Dr. Ruedemann gegenüber die Vermutung ausgesprochen, daß es eine besondere Art sein könnte und bezeichnete sie vorläufig als

Blumenkohl-Cryptozoon. Die spätere mikroskopische Untersuchung hat diese Vermutung einerseits bestätigt, anderseits aber noch dahin erweitert, daß es sich dabei nicht nur um eine andere Art, sondern auch um ein anderes Genus handelt. Ich werde deshalb diese Form erst später im III. Teil im Anschluß an die Oolithe besprechen.

B. Die präcambrischen Cryptozoen.

1. Cryptozoon occidentale Dawson.

Diese Art hat W. Dawson¹⁾ 1897 in einer Arbeit aufgestellt, die mir nicht zugänglich ist und von der ich nur soviel weiß, als Walcott daraus mitgeteilt hat, daß nämlich Dawson dort eine sehr kurze Beschreibung dieser Form und die Mikrophotographie eines Teiles eines Dünnschliffes gegeben habe und daß er es für möglich halte, daß deren Struktur mit der von Cryptozoon übereinstimme. Die von Walcott²⁾ 1899 veröffentlichten Abbildungen scheinen die Dünnschliffe wiederzugeben, welche Dawson von dem ihm 1883 von Walcott gelieferten Material aus der oberen Abteilung der Chuarschichten angefertigt und untersucht hat. Es ist deshalb der Brief von Wichtigkeit, den Dawson damals bei Rücksendung des Materiales an Walcott geschrieben und den dieser 1899 veröffentlicht hat. Er lautet: „Das Probestück zeigt sowohl auf der angewitterten Oberfläche, als auch in Dünnschliffen ein lamellöses Aussehen. Die Lamellen sind dünn und stehen in Abständen von $\frac{1}{2}$ bis 2 mm von einander ab. Sie sind in ihrem Verlauf sowohl, als in den Abständen etwas ungleich und bestehen aus Kieselerde. Die Räume zwischen denselben sind von in Calzit eingebetteten Körnern und Bändern von Kieselerde ausgefüllt. Wenn man den Calzit entfernt, scheint es, daß die Kieselerde aus Krystallkörnern besteht, die so angeordnet sind, daß sie mit dem Calzit das Aussehen eines Netzwerkes haben und manchmal den Eindruck unregelmäßiger, röhrenförmiger Hohlräume hervorrufen, die von Kieselerde begrenzt sind. Feinere Strukturen sind nicht zu beachten und wenn solche vorhanden waren, sind sie wahrscheinlich durch die Krystallisation der Kieselerde verwischt worden. Es wäre voreilig, auf Grund von so wenig Material diese Objekte als organisch anzusehen. Möglicherweise könnte neues Material eine bestimmtere Struktur enthüllen. Mit Bezug auf die vorliegenden Stücke möchte ich annehmen, daß sie, wenn überhaupt organischer Natur, die sandigen Schalen eines Organismus sind, der mit denen verwandt war, welche die als Crypto-

¹⁾ Canadian record of Science. Vol. 7.

²⁾ Precambrian fossil form., Taf. 23.

zoon Hall bekannten Versteinerungen aus dem Cambrium und Ordoviciun erzeugten. Diese zeigen dünne Lamellen, deren Zwischenräume mit einer sandigen Substanz erfüllt sind, durchbohrt von unzähligen gekrümmten Röhren und Kammern. Die Struktur im Ganzen hat mehr Ähnlichkeit mit den Körpern aus dem Karbon und Tertiär, die als *Loftusia* Carpenter bekannt sind. Die Art *L. Columbiana*, von G. M. Dawson aus dem Carbon von Britisch Columbia beschrieben, ähnelt obwohl von geringerer Größe und regelmäßigerer deutlicherer Struktur sehr sowohl dem *Cryptozoon*, als auch der Art aus dem Grand Canyon. Wenn letztere wirklich präcambrisches Alter hat, verdient sie eine eingehende Untersuchung an weiterem Material, weil sie möglicherweise ein Verbindungsglied zwischen dem cambrischen *Cryptozoon* und dem laurentischen *Eozoon* ist.“

Es ist mir nicht bekannt, daß dieser Wunsch Dawsons bisher in Erfüllung gegangen ist. Seine Mitteilung und die Aufstellung des Artnamens im Jahre 1897 beruht anscheinend ausschließlich auf seinen Untersuchungen von 1883. Auch Walcott hat 1898 über den mikroskopischen Bau nur das mitgeteilt, was in dem Brief von Dawson von 1883 enthalten ist. Dahingegen hat er über die äußere Beschaffenheit dieses *Cryptozoons* (l. c. S. 234) folgende neue und wichtige Bemerkung gemacht: „Die Chuarformen aus dem Grand Canyon sind höher und nicht hemisphärisch wie das *Cryptozoon proliferum*, obschon sie sonst letzterem sehr ähnlich sind. Gewöhnlich beginnen die Chuarstöcke nahe dem Boden der Gesteinslager und dehnen sich langsam nach oben aus. Wenn ein Stock aufhörte, weiter zu wachsen oder abgebrochen war, begannen eines oder auch mehrere neue über ihm zu wachsen aufwärts bis zur Oberkante der Kalkbank, überschritten sogar in vielen Fällen die Grenzlinie zwischen dieser und der darüber liegenden Bank und wuchsen fort bis zu deren Oberrand. Wo die Stöcke in Menge vorkommen, haben sie Durchmesser von 2—3 Zoll. Wo sie mehr vereinzelt liegen, erreichen sie Durchmesser von 10 und mehr Zoll. Die Art ihres Vorkommens spricht sehr für ihren organischen Ursprung.“ Diese recht anschauliche Schilderung könnte man fast wörtlich auch auf das *Cryptozoon proliferum* übertragen und insbesondere auf jene ganz dolomitisierte Art aus dem Greenville-Eisenbahneinschnitt. Will man jedoch die Chuarform gleichwohl als eine besondere Art aufrecht erhalten, dann hat man die Verpflichtung, wenigstens Unterschiede in ihrem inneren Bau nachzuweisen. Dazu reichen aber die mikroskopischen Untersuchungen Dawsons nicht aus. Seine Dünnschliffe sind, wie es scheint, nicht dünn genug gewesen und die Abbildung eines Schliffes durch Figur 2 Tafel 22 bei Walcott (1898) und Tafel 15 Figur 2 (1914) in neunfacher Ver-

größerung ist recht verschwommen und bleibt auch deshalb ziemlich unverständlich, weil ihr im Text keine Erläuterung beigegeben ist. Man erkennt zwar dünne, dunkle Streifen, die um $\frac{1}{2}$ —2 mm von einander abstehen und den von Dawson erwähnten, aus Kieselerde bestehenden dünnen Lamellen entsprechen könnten. Aber diese Streifen sind nicht gleichmäßig dunkel, sondern schließen kleine, helle Partien ein, durch die sie stellenweise zu Doppelstreifen werden. Die Zwischenräume bestehen aus einem unregelmäßigen dunklen Netzwerk mit hellem Füllwerk. Woraus alle diese dunklen Partien der Streifen und Zwischenräume bestehen, läßt sich nicht beurteilen; keinesfalls aber sind in ihnen die „Krystallformen der Kieselerde“ zu suchen, da diese heller erscheinen müßten. Auch aus Calzit können diese Partien nicht bestehen, weil sie dafür zu dunkel sind; es wäre denn, daß der Schliff so dick ist, daß der von feinem Staub oder organischer Beimischung getrübt Calzit das Licht nicht durchließ. Da aber Dawson ausdrücklich von Kieselerde-Krystallen spricht, so muß man wohl annehmen, daß das hell erscheinende Füllwerk ganz oder teilweise aus Quarzkörnern besteht. Wir bleiben somit trotz der Abbildung über die wahre Struktur des *Cryptozoon occidentale* in Ungewißheit und ebenso auch darüber, ob dasselbe verkieselt ist. Das war der Grund, weshalb ich neues und reichlicheres Material von diesem Fossil sammeln wollte. Da mir dies aus den im I. Teil (1915) angeführten Gründen nicht gelungen ist, muß ich diese Aufgabe jüngeren Kräften überlassen. Außerdem ist noch zu bemerken, daß Dawsons Untersuchungen sich nur auf im Kalkstein eingeschlossene Fragmente bezogen haben (s. Fig. I Taf. 22.) Von den großen unzerbrochenen Stöcken, wie sie Walcott beschreibt, hatte er anscheinend nichts zur Untersuchung erhalten und so bleibt die Frage unbeantwortet, ob jene Fragmente von den großen Stöcken abstammen und ob diese die gleiche mikroskopische Struktur wie jene besitzen. Ich möchte darauf hinweisen, daß im Silur Gotlands äußerlich sich ähnlich sehende Kalkknollen zusammen im gleichen Lager vorkommen, die man alle miteinander als Gervanellen bezeichnet hat, ehe sie mikroskopisch untersucht waren. Nachher hat sich herausgestellt, daß ein Teil derselben Kalkalgen (*Sphärocodien*), ein anderer Teil Tiere (*Spongiostromen*) sind. Etwas Ähnliches wäre auch für die Kalkknollen der Chuarformation möglich.

2. *Cryptozoon frequens*. Walcott.

Eine zweite präcambrische Art hat Walcott 1905 unter diesem Namen aus der Beltformation beschrieben. Willis und Weller¹⁾ hatten sie im Nordmontana entdeckt. Es sind große Stöcke von bis $\frac{1}{2}$ m im Geviert, die wie Pflastersteine neben einander liegen und einzelne Bänke des Siyeh-Kalksteins ausschließlich zusammensetzen. Walcott hat nach einer photographischen Aufnahme eine gute Abbildung einer solchen Bank gegeben,²⁾ aber man kann daraus nicht ersehen, ob die Stöcke aus Lamellen aufgebaut sind, wie die echten *Cryptozoen*, und über ihren inneren Bau enthält der Text (S. 19) keinerlei Angaben. Willis schreibt (l. c. S. 318) „in den oberen Teilen des Siyeh-Kalksteins gibt es große konkretionäre Massen von unregelmäßig zylindrischer Form, deren größere Achse rechtwinkelig zur Schichtung der Felsen steht und welche die Größe von kleinen und selbst größeren Fäßchen erreichen. Walcott hat festgestellt, daß ihre Formen denen ähnlich sind, welche man nördlich von Helena in den präcambrischen Schichten findet. Aber bis jetzt haben sie keine Anzeichen einer organischen Entstehung geliefert.“

Hieraus ergibt sich, daß wir über die wahre Natur dieser höchst seltsamen Gebilde nichts wissen und daß ihre Zugehörigkeit zu *Cryptozoon* ganz unsicher ist.

Der Siyeh-Kalkstein wird von Willis ins Algonkian gestellt, während G. M. Dawson (1885) ihn für karbonisch ansah. Walcott hingegen parallelisiert ihn mit seinem Helenakalkstein, der aber jetzt als untercambrisch angesehen werden muß. Nach Willis wird der Kalkstein von 1500' mächtigen Schichten konkordant überlagert, die aus Quarziten, Sandsteinen und Schiefern mit stellenweise eingelagerten Kalksteinen bestehen. Dawson hat diese hangenden Schichten vermutungsweise als permotriasisch bezeichnet, während Willis sie ebenso wie den Kalkstein ins Algonkian versetzt. Keine dieser Klassifikationsversuche kann sich auf Versteinerungen stützen. Aber Willis schließt gerade aus dem Mangel solcher im Siyeh-Kalk auf ein höheres Alter, weil der in der Nähe befindliche zweifellos karbonische Kalk reich an charakteristischen Versteinerungen ist. Aber allerdings steht dieser letztere in keinem direkten Zusammenhang mit dem Siyeh-Kalk, sondern gehört einem anderen tektonischen Gebiete an.

Wir kommen somit zu dem Schluß, daß sowohl über die Natur, als auch über das Alter jener Gebilde, die als *Cryptozoon frequens*

¹⁾ Bull. Geol. Soc. Am., Bd. 13, S. 318, 1902.

²⁾ Bull. Geol. Soc. Am., Bd. 17, Taf. 11 Fig. 1—2, 1906.

bezeichnet worden sind, keine Klarheit besteht und das gilt ebenso für alle jene Cryptozoen, welche von anderen Stellen und aus anderen Schichten der Beltformation erwähnt worden sind. Wenn sie anorganische konkretionäre Bildungen sein sollten, dann würden sie für die Altersbestimmung der Beltformation keinen Wert haben. Wenn sich aber organische Struktur darin nachweisen läßt, dann könnten sie in dieser Beziehung eine große Bedeutung erlangen und vielleicht sogar ein Licht auf die Natur der präcambrischen Fauna werfen.

3. Cryptozoon Walcottii n. sp.

Diese Art kommt in den Steeprockschichten Canadas vor und wird im III. Abschnitt dieser Arbeit eingehend beschrieben werden, wo auch die Frage, ob die Steeprockschichten wirklich archaisch sind, erörtert werden wird.

C. Sonstige cambrische, silurische und karbonische Cryptozoen.

Außer den schon beschriebenen Arten werden in der Literatur noch acht weitere erwähnt. Aber von allen diesen ist meines Wissens die innere Struktur noch nicht erforscht worden, so daß auch für sie die Zugehörigkeit zum Genus Cryptozoon nicht feststeht.

1. Cryptozoon Basleri Wieland.

Aus dem oberen Cambrium und zwar genau aus demselben Horizont, in dem bei Saratoga des Cryptozoon proliferum liegt, hat G. R. Wieland¹⁾ von unweit der Wielandfarm im Centre Co. Pennsylvania größere Kieselknollen unter dem Namen Cryptozoon Basleri beschrieben. Er ist aber geneigt, sie für Ausscheidungen von Meeresalgen zu halten und ihnen den Genusnamen Cryptophycus zu geben. Die größten seiner Stücke sind 0,45 m lang und 0,25 m breit, aber doch nur Bruchstücke. Sie bestehen ganz aus Kieselsäure, wahrscheinlich aus Hornstein, wofür ihr Aussehen spricht, wenn schon der Autor hierüber keine näheren Angaben macht. Unter dem Mikroskop konnte er keine organische Struktur finden, was er so deutet, daß die ursprünglichen Kalkalgen silifiziert wurden und dabei ihre Zeltstruktur verloren. Makroskopisch hingegen ist die Lamellenstruktur deutlich wahrnehmbar, doch zeigen die Lamellen eine eigenartige Anordnung. Während sie an dem einen Ende der Querschnitte der länglichen Bruchstücke ziemlich eben und fast parallel

¹⁾ Further notes on Ozarkian seaweeds and Oolites. Bull. of Americ. mus. of nat. history. Vol. 33 1914.

über einander liegen, biegen sie sich nach dem anderen Ende zu rasch auf und nehmen dabei gleichzeitig an Breite zu. Wieland nennt diese Art der Aufbiegung scorpioid. Er sieht in jeder Lamelle ein Thallusblatt, das sich von seinem proximalen Ende aus durch falsche Dichotomie verzweigt und gleichzeitig schuppenartig auf- und umbiegt; er bezeichnet deshalb die Seite, wo die um- und übergebogenen Lamellen enden, als die Oberseite der Pflanze, wenn schon er zugibt, daß die Gestalt der ganzen Pflanze ihm unbekannt ist, da nur äußere Teile des Thallus vorlägen. Seine Auffassung hat somit solange nur den Wert einer Vermutung, als der Nachweis eines Pflanzenzellenaufbaues nicht geführt werden kann. Außerdem möchte ich darauf aufmerksam machen, daß auf mehreren der gegebenen Abbildungen deutlich zu sehen ist, daß die umgebogenen und dabei breiter gewordenen Lamellen sich auf der angeblichen Außenseite wieder verschmälern und zwar gerade von der Stelle an, wo sie sich auf sich selbst zurückzulegen beginnen. Man könnte daraus schließen, daß die Lamellen auf der leider abgebrochenen Fortsetzung (Externalborder somewhat broken away, S. 258) sich gegen das „proximale“ Ende weiter umgebogen und verlängert haben und dabei wie auf dem erhaltenen Teile immer schmaler werden. Das ergäbe für das Ganze das Bild einer blasenförmigen oder kreiselförmigen „turbinade Form“, wie sie bei *Cryptozoon proliferum* vorkommt. Die Oberseite des Stockes wäre dann bei der Abbildung auf Tafel 17 nicht rechtsseitig, sondern unten, das proximale Ende oben zu suchen. Das gleiche gilt auch für die Abbildung auf Tafel 15. Freilich entbehrt auch diese Vermutung einer einwandfreien Begründung und ich habe sie nur deshalb erwähnt, um zu zeigen, daß verschiedene Möglichkeiten für die Rekonstruktion dieser Fragmente gegeben sind. Wir müssen auch hier erst Aufklärung über die mikroskopische Struktur abwarten, um mit größerer Sicherheit diese Gebilde zu den Pflanzen, Tieren oder Konkretionen stellen zu können.

2. Die untersilurischen *Cryptozoon*arten.

Von diesen Arten habe ich selbst nichts zu sehen bekommen und von den meisten ist mir auch die Originalbeschreibung nicht zugänglich. Mit Bezug auf letztere kann ich auf die genauen Angaben bei Wieland verweisen. Es sind im ganzen sieben Arten:

<i>Cryptozoon</i>	<i>minnesotense</i>	Winchell.	1885
"	<i>giganteum</i>	Chaney	1892
"	<i>boreale</i>	W. Dawson	1897

Cryptozoon	lachutense	W. Dawson	1897
"	Steeli	Seely	1906
"	saxiroseum	Seely	1906
"	Wingi	Seely	1906

Soweit mir bekannt ist, liegt von keiner dieser Arten eine genaue mikroskopische Untersuchung vor, so daß die generische Bestimmung noch immer ganz unsicher ist und wir nicht mit Sicherheit behaupten können, daß dieses Genus im Silur nachgewiesen sei.

3. Karbonische Cryptozoen.

Gürich hat die Familie der Spongiostromiden für Fossilien aus dem belgischen Kohlenkalk aufgestellt und innerhalb derselben eine Anzahl von Genera unterschieden. Die schönen großen dünnen Platten, welche früher an den Fenstern des Brüssler Museums aufgestellt waren, geben zwar gute Habitusbilder für diese Spongiostromiden, sie sind aber doch viel zu dick, um bei durchfallendem Licht die feinere Struktur erkennen zu lassen. Ich habe mir viel Mühe gegeben aus den Abbildungen und Beschreibungen, die Gürich in seiner wertvollen Monographie gegeben hat, die für die einzelnen Genera charakteristischen Unterscheidungsmerkmale festzustellen, bin aber zu keinem befriedigendem Ergebnis gekommen. Gürich hat sich dabei fast ausschließlich auf die innere Struktur gestützt, die aber in den Schliffen oder wenigstens in den Abbildungen nicht immer klar genug hervortritt. Dahingegen habe ich gefunden, daß sich alle die von ihm beschriebenen Arten dieser ganzen Familie nach ihrer äußeren Form und Wachstumsart ganz natürlich in zwei Gruppen einreihen lassen.

Der ersten Gruppe möchte ich den Genusnamen Spongiostroma geben. Die Stöcke sind hier alle mehr oder minder kugelförmig, von innen nach außen gewachsen, so daß die distalen Enden des Coenosts allseitig an der Oberfläche der Knollen liegen. Hierzu stelle ich: Spongiostroma granulosum und maeandrinum, Aphrostroma tenerum und Pygnostroma densius, sowie aus dem Silur Gotlands und Estlands Spongiostroma Holmi und balticum.

Die Arten der anderen Gruppe haben gemeinsam, daß die Stöcke nicht kugelförmig, sondern mit einem Teil ihrer Oberfläche am Meeresboden aufgewachsen sind, so daß eine proximale oder basale Unterseite stets vorhanden ist und die Stöcke je nachdem ein mehr kuchenförmiges oder kegelförmiges Aussehen haben. In dieser Beziehung und in der inneren Struktur gleichen sie dem cambrischen Cryptozoon und so möchte ich vorläufig wenigstens

die nachfolgenden karbonischen Genera und Arten alle in dieses Genus einstellen: *Malacostroma*, *Spongiostroma bacilliforme* und *ovuliforme*, sowie *Chondrostroma intermixtum* und *vermiculiforme*.

Nachtrag.

Dieser Teil meiner Arbeit war schon abgeschlossen, als mir am 21. Oktober 1915 die Nr. 2 des 64. Bandes der *Smith. Coll.*, die bereits am 22. Juli 1914 erschienen war, zuing. Dieses Heft enthält eine wichtige Arbeit von Walcott, über die präcambrische Algenflora des Algonkiums. Sie beschäftigt sich auch mit dem im vorausgehenden von mir besprochenen *Cryptozoon*, das Walcott wie Wieland jetzt zu den fossilen Algen stellt. Das *Cryptozoon* frequens wird, allerdings mit einem Fragezeichen, zu *Colenia* gestellt, wozu auch die übrigen, früher von Walcott noch nicht benannten *Cryptozoen* der Belt-formation, nämlich *Collenia compacta* und *undosa* kommen. Ebenso wird *Cryptozoon occidentale* zu einer *Collenia* und das Vorkommen dieser Art auch in den Beltschichten Montanas erwähnt.

Damit sind alle bisher als präcambrisch bezeichneten *Cryptozoen* aus diesem Genus entfernt und gleichzeitig aus dem Tier in das Pflanzenreich versetzt. Wieland, der dies auch für die paläozoischen *Cryptozoen* getan hat, möchte den alten Namen durch *Cryptophycus* ersetzen, wodurch ersterer in die Rumpelkammer der Synonyma wandern würde.

Demgegenüber muß ich feststellen, daß zwar Wieland seine Auffassung auf den Nachweis von Sporen im *Cryptozoon proliferum* zu stützen gesucht hat, daß aber diese Sporen anscheinend Oolithe sind, von denen der *Cryptozoonkalkstein* ganz erfüllt ist, worauf ich später im III. Teil zurückkommen werde. Auch Walcott hat keinerlei Pflanzenstruktur in *Collenia* nachgewiesen. Er scheint sich hauptsächlich auf die äußere Ähnlichkeit zu stützen, welche zwischen diesen Gebilden und den rezenten Kalkkugeln der nordamerikanischen Seen besteht, von denen schon Murray 1895¹⁾ nachgewiesen hat, daß sie von *Cyanophyceen* gebildet werden. Aber von keinem der Gebilde, welche zu diesem neuen Genus *Collenia* gestellt werden, liegt eine mikroskopische Untersuchung vor. Die Mikrostruktur ist mir nur von *Cryptozoon proliferum*, *Ruedemanni* und *Walcotti* bekannt: alle anderen Arten harren noch ihrer Untersuchung und in Ermangelung von Material war es mir unmöglich dieselbe durchzuführen.

¹⁾ George Murray, *Phycological Memoirs*, Part III. London, Dulau & Co. 1895.

Abh. d. math.-phys. Kl. XXVIII, 4. Abh.

II. Eozoon canadense.

Dieses vor 50 Jahren so berühmte Fossil aus dem Laurentium Canadas ist heutigen Tages aus der paläontologischen Literatur fast ganz verschwunden. Es war von Logan 1859 aus der Taufe gehoben worden, erhielt 1864 von J. W. Dawson seinen Namen und Carpenter beschrieb es als Riesenforaminifere von ganz eigenartiger Gestalt. An dem aus Kanada herüber gesandten Material hat jedoch Möbius 1878 in überzeugender Weise nachgewiesen, daß die angeblichen Kanalsysteme in den Kalkwandungen und die Poren im „proper wall“ nichts mit den Kanälen der Foraminiferen zu tun haben und daß das Eozoon überhaupt kein Überrest eines Organismus sein kann. Von diesem Schlage hat sich das Eozoon nicht mehr erholen können und das um so weniger, als auch schon vorher von mineralogischer Seite schwere Bedenken erhoben worden waren. Wie sollte es auch möglich sein, daß die Kammern einer Foraminifere sich mit Pyroxen und Serpentin füllten, während die Kalkwände mit ihren mikroskopisch feinen Kanälen als solche erhalten blieben. Auffällig mag es erscheinen, daß, während die europäischen Forscher, welche das Eozoon untersucht hatten und mehr und mehr zu einer ablehnenden Haltung geführt wurden, den Fundort desselben aus eigener Anschauung nicht kannten, diejenigen kanadischen Geologen, welche ihn sehr genau kannten, und gerade die Art des Vorkommens als Beweis für die organische Entstehung des Eozoon geltend machten, gleichwohl eine genauere Beschreibung dieses Fundortes nicht veröffentlichten. Auch Bonney,¹⁾ der in Begleitung von Dawson 1884 den Fundort besucht hatte, zögerte mit der Veröffentlichung seiner Ergebnisse und gab sie erst 1895 bekannt. Seinem Berichte fügte er eine Zeichnung des Eozoongesteines von Côte St. Pierre und ein geologisches Profil bei, von welchem letzterem wir heute wissen, daß es den Tatsachen nicht entspricht. Zutreffender ist seine Schilderung des Eozoonlagers selbst. Er vergleicht die größeren Pyroxen- und Serpentinrollen im Marmor mit den Feuersteinen im Kalkstein und scheint jene ebenso wie diese für wirkliche Konkretionen gehalten zu haben. Er verhehlt sich auch die Schwierigkeiten nicht, welche die Füllmasse von Pyroxen und Serpentin der Foraminiferennatur des Eozoon bereiten müssen und fragt, wie man von diesem Standpunkt aus die regellos im umgebenden körnigen Marmor eingesprengten Pyroxen-

¹⁾ On the Mode of Occurrence of Eozoon Canadense at Côte St. Pierre. Geol. Mag. Vol. 2. 1895. S. 292.

und Serpentin Körner erklären könne. Weder nach der einen, noch nach der anderen Richtung hin nimmt er jedoch bestimmte Stellung und verneint nur, daß es sich hierbei um eine Kontaktmetamorphose im gewöhnlichen Sinne des Wortes handeln könne. Er wollte damit ohne Zweifel den Ergebnissen entgegentreten, zu denen Johnston-Lavis und Gregory ein Jahr vorher gekommen waren, als sie die Kalkauswürflinge vom Monte Somma beschrieben, welche ein ganz eozoonartiges Aussehen infolge von Kontaktmetamorphose angenommen haben.

Im Jahre 1902 endlich erschien zwar eine genauere geologische Karte von Ells,¹⁾ welche jenes Gebiet Kanadas umfaßt, in der die zwei wichtigsten Fundplätze des Eozoon canadense liegen und der Maßstab 1:253441 gestattete die Eintragung der zahlreichen Marmorlager in dem archaischen Gneise und ebenso der bedeutendsten nutzbaren Minerallagerstätten; aber gerade die Fundstellen des Eozoon sind nicht eingetragen und auch in dem erläuternden Texte ist der bei Grenville gar nicht und der bei Côte St. Pierre nur ganz kurz erwähnt. Wir erfahren von letzterem bloß, daß 4 englische Meilen nördlich von St. André Avelin verschiedene größere Massen von Grünstein und Granit den Kalkstein abschneiden und daß sich an der Berührungsstelle beider Gesteinsarten eine Eozoonstruktur findet. Es ist das für den Fremden, der den Fundort noch nicht kennt, eine völlig ungenügende Orientierung, die von dem Besuche eher abschreckt, als dazu einlädt. Um genauere Angaben zu erhalten, war ich deshalb gezwungen, in der nur 40 englische Meilen von dem Fundort entfernten Stadt Ottawa, die zugleich Sitz der kanadischen geologischen Landesanstalt ist, einen ganzen Tag aufzuwenden und hatte damit nur dank der Opferwilligkeit eines höheren Regierungsbeamten, des Herrn Côte, Erfolg. Von Papineauville, das einen ganz guten Gasthof neben dem Bahnhof hat, fuhr ich mit einem Einspanner nach der Farm von Gilbert Lavigne, wahrscheinlich derselben, welche Bonney 1902 Levines-Farm genannt hat, wo ich eine freundliche Aufnahme und ein gutes Nachtquartier fand. Der schon betagte Eigentümer, auf dessen Feldern zum Teil das Eozoon gefunden worden ist, kannte nicht nur die Bedeutung desselben, sondern auch Logan, Dawson, O. Hahn u. a. Er konnte mich an die klassischen Fundorte führen, und so habe ich das Marmorlager und seine Umgebung während anderthalb Tagen untersuchen und einen Eozoonblock von einem halben Meter im Durchmesser für die Münchner geologische Staatssammlung gewinnen können, der an Güte keinem der Stücke, die ich bisher in anderen Museen gesehen habe, nach-

¹⁾ Geol. Surv. of Canada. Annual Report. Volume XII. 1899. Ottawa 1902. Report of the Geology of Argenteuil, Ottawa and Part of Pointiac Counties, Carleton, Russell and Prescott Counties, by R. W. Ells.

steht, sie sogar erheblich übertrifft. In der petrographischen Beschreibung des Eozoonlagers, welche in dem gleichen Band mit Ells Karte veröffentlicht worden ist, macht Osann,¹⁾ der im Jahre 1899 von Papineauville eine Tagesexkursion dahin gemacht hat, zwar ebenfalls keine genaueren Angaben über den Fundort, aber wir erfahren doch aus seiner Arbeit, daß das Marmorlager mit einem Gabbro in Kontakt steht und an diesem sehr reich an Silikatmineralien ist, nämlich an Diopsid, Serpentin, Hornblende, Glimmer, Scapolith, Titanit und Spinell. Diese Bestände unterliegen jedoch nach Menge und Zusammensetzung schon auf kurze Erstreckung großem Wechsel, während der Calzit der einzige konstante Bestandteil ist, der aber an Menge mit der Annäherung an den Kontakt abnimmt. Osann kommt zum Schluß, daß der Kalkstein ganz zweifellos Kontaktmetamorphismus erlitten habe und eine typische Kontaktstruktur besitze, doch bemerkt er ausdrücklich, daß die Frage nach dem organischen Ursprung des Eozoons dadurch nur insofern berührt wird, als jedenfalls, wenn es ein Organismus war, dessen Hartteile ihren ursprünglichen Mineralcharakter wegen der allgemeinen Gesteinsumwandlung nicht mehr haben können. Zugleich weist er auf die eozoonartigen Sommauswürflinge hin, aber nicht sowohl um daraus eine bestimmte Schlußfolgerung zu ziehen, als vielmehr einer persönlichen Hinneigung Ausdruck zu verleihen. Ganz in derselben Richtung bewegen sich die Anschauungen von Stansfield.²⁾ Doch verdanken wir ihm zum ersten Male eine geologische Marschroute von Papineauville bis zum Fundort im Maßstab von 1:60000 und eine geologische Kartenskizze des Fundortes selbst in 1:5000, wodurch jetzt der Besuch dieser interessanten Stelle jedermann ganz wesentlich erleichtert ist. Ich selbst habe 1902 ebenfalls eine flüchtige Kartenskizze entworfen, auf der jedoch die Entfernungen von West nach Ost um etwa ein Viertel kürzer sind, als auf Stansfields Karte. Ich hatte freilich nur die ganz mangelhafte topographische Unterlage der Ellsschen Karte und maß die Entfernungen teils durch Abschreiten, teils nach Schätzung. Für die notwendigsten Winkelmessungen benutzte ich den Geologenkompaß. Ich vermute deshalb, daß die topographischen Verhältnisse bei Stansfield richtiger dargestellt sind und habe meine geologischen Notierungen auf dieselben übertragen, außerdem die Karte nach Osten um so viel erweitert, daß die nordöstliche Fortsetzung des Marmorlagers und der jenseitige Gneiszug noch zur Darstellung kommen konnten, die bei Stansfields Karte fehlen. (Taf. V Fig. 3.) Die von mir bestimmten Gesteinsgrenzen

¹⁾ Geol. Surv. of Canada. Notes on certain Archaean Rocks of the Ottawa Valley by A. Osann. Ottawa 1902.

²⁾ Guidebook Nr. 3 for the Excursions of the internat. geol. Congress, Ottawa, Canada 1913.

sind mit ausgezogenen, die anderen von Stansfield übernommenen mit unterbrochenen Linien eingezeichnet. Im Norden hat Stansfield den Quarzit nicht eingetragen, der auf dem Felde von Napoléon Lavigne, dem nördlichen Nachbar meines Gilbert Lavigne, durch Anlage eines Brunnenschachtes aufgeschlossen war. Über die Richtigkeit der Lage, die ich diesem Punkte auf der Karte gegeben habe, bin ich nicht vollkommen sicher. Im Westen steht solcher Quarzit direkt im Kontakte mit dem dort etwas mehr dioritartig entwickelten Gabbro an und darf wohl als die südwestliche Fortsetzung desjenigen im Brunnenschachte aufgefaßt werden. Was Stansfield mit dem im Marmorlager mit einer Doppellinie eingetragenen „dike“ meint, weiß ich nicht, da er im Text darüber nichts sagt. Vielleicht ist der Asbestgang gemeint, der früher hier abgebaut wurde. Lavigne schon erzählte mir an dieser Stelle etwas von einem Gange, von dem wir aber vielleicht wegen des dichten Waldbodens oder weil er abgebaut ist, nichts entdecken konnten. Von den drei Verwerfungen der Stansfieldschen Karte habe ich keine übernommen, da ihnen keinerlei tatsächliche Beobachtungen zu Grunde liegen. Die Dreigliederung des Marmorlagers in einen Diopsidfels, den Serpentin-kalkstein und den gewöhnlichen Greenvillekalkstein, welche Stansfield durchgeführt hat, kann ich nicht ganz billigen. Ich halte es für ganz unmöglich, so scharfe Grenzlinien einzuzichnen, weil die drei Gesteinsarten ganz allmählich in einander übergehen. Außerdem habe ich gefunden, daß der sogenannte Diopsidfels, mit Ausnahme allerdings gewisser aber verhältnismässig seltener Stellen, stets so viel Kalk enthält, daß er, mit Salzsäure betupft, aufbraust und da er außerdem meist schon mit bloßem Auge erkennbaren Serpentin führt, so verschwimmt die Grenze gegen den serpentinreichen Kalkstein ganz. Immerhin hat die Abtrennung des letzteren den Wert, daß sie die Verbreitung des typischen Eozoons angibt und zugleich die Tatsache bezeugt, daß sich mit der Entfernung von dem Gabbro-Kontakt auch der petrographische Charakter des Marmorlagers verändert.

Zum Verständnis der Eigentümlichkeiten des Eozoonlagers nimmt Stansfield eine Thermalmetamorphose zu Hilfe. Eine Möglichkeit, die eigenartige Mineralvergesellschaftung zu erklären, findet er in der Annahme einer Transfusion kieselsäurehaltiger Lösungen, so wie von Chlor- und Titandämpfen und einer nachfolgenden Zirkulation heißer juveniler Gewässer, durch welche in der äußeren Zone die Diopside und Tremolite serpentinisiert wurden. Dahingegen bemerkt er ausdrücklich, daß ihm kein Vorgang bekannt sei, welcher die feinen und schönen Strukturen, welche zu der Eozoonkontroverse geführt haben, erzeugen konnte.

Diese reservierte Stellung, welche sowohl Osann wie Stansfield den merkwürdigen Eozoonstrukturen gegenüber eingenommen haben, macht es begreiflich, daß andere darin das Bekenntnis des Unvermögens fanden, dieselben auf anorganische Weise zu erklären und daß sie weder durch Kontakt- noch Thermalmetamorphose erzeugt seien. Sicher ist, daß Walcott auch heute noch an der organischen Natur des Eozoon festhält. Er glaubt, daß es mit Cryptozoon verwandt sei, dessen Vorkommen er in präcambrischen Kalksteinen weiter im Westen nachgewiesen hat. Nun geht zwar aus den vorhergehenden Abschnitten dieser Arbeit hervor, daß das präcambrische Alter dieser Cryptozoen noch keineswegs feststeht, aber das gilt im Grunde auch für das Eozoon und deshalb erscheint es um so notwendiger zu untersuchen, ob zwischen der Struktur des Eozoon und des Cryptozoon so viel Ähnlichkeit besteht, um daraus einen Schluß auf die Entstehung des Eozoon gründen zu können. Die Zeiten sind glücklicherweise vorbei, in denen die Erörterungen über das Wesen des Eozoos die Form eines leidenschaftlichen, persönlich sogar verletzenden Streites annehmen mußte wegen der Eigenart von Dawson und Carpenter, die eine Ablehnung ihrer Ansicht von seiten anderer durchaus nicht dulden wollten. Wir sind allmählich ruhiger geworden und Möbius war der erste, der den Streit ablehnte, in welchen Dawson auch ihn hineinzuziehen versuchte. Freilich muß zugegeben werden, daß das rein negative seiner Ergebnisse und sein Verzicht auf eine bessere Erklärung für die Entstehung der Eozoonstruktur, die strittige Angelegenheit nicht zu einer entgeltigen Erläuterung bringen konnte. Das gilt auch für die Arbeiten von King und Rowney,¹⁾ die zwar ganz richtig, von mineralogischer Seite ausgehend, auf die Unmöglichkeit hingewiesen haben, daß Pyroxen und Serpentin jemals ein gewöhnliches Meeressediment gewesen sein könnten, aber ihrerseits auch versagten bei der Erklärung der Eozoonkanäle. Denn ihre Annahme, daß das Muttergestein ein Serpentin war, der von heißen kalkhaltigen Gewässern durchtränkt, stellenweise eine Pseudomorphose in Calzit erfahren habe, ist in höchstem Grade unwahrscheinlich und wäre wohl nicht aufgestellt worden, wenn die Verfasser die Lagerstätte in Kanada vorher gesehen hätten. Bei der Entstehung dieser Verdrängungsmetamorphose sollten Teile des Serpentin erhalten geblieben sein, welche jetzt das Aussehen von verzweigten Kanälen haben. Es wäre danach das Eozoongestein nicht Folge einer von dem Gabbro ausgehenden Kontaktmetamorphose, sondern umgekehrt Folge einer Thermalmetamorphose, die von einem Kalkstein ausging.

¹⁾ On the so called Eozoonalrock Q. J. geol. soc. London. 1866. Bd. 22, S. 185 und On Eozoon canadense. 1869. Proc. Roy. Irish Acad. Vol. X, S. 506.

Unter diesen Umständen bedeutete es einen erheblichen Fortschritt in der Erkenntnis der Eozoonnatur, als Gregory und Johnstown-Lavis¹⁾ in Kalkauswürflingen des Monte Somma Silikatmineralien fanden, welche in derselben eigentümlichen lagen- oder kammerförmigen Anordnung wie bei Eozoon in einem Kalkstein liegen, der seine marmorartige Beschaffenheit und die Silikatmineralien sicher der vulkanischen Einwirkung verdankt. Es blieben somit nur noch die eigentümlichen Kanäle übrig, welche in den Sommablöcken fehlen und auf deren Deutung auch Osann und Stansfield nicht eingegangen sind. Es ist aber notwendig, auch für sie eine Erklärung zu finden, ehe man die Eozoonfrage als ganz erledigt bezeichnen darf.

1. Die sogenannten Kanäle im Calzit des Eozoon.

Man muß drei Arten von Kanälen nach ihrer morphologischen und chemischen Beschaffenheit unterscheiden. Zur ersten Art gehören die sogenannten Kanäle des proper wall Carpenters,²⁾ die ganz gerade sind und deren Ausfüllung aus Chrysotil besteht. Zur zweiten gehören jene baumförmig verzweigten Kanäle, des sogenannten intermediate skeleton Carpenters, die im Dünnschliffe meist bräunlich erscheinen und sich dadurch von dem helleren Kalk sehr deutlich abheben. Die dritte Art endlich bilden die viel feineren an Dentinröhrchen erinnernden und meist mit Dolomit ausgefüllten Kanälchen, die zwar nicht immer vorhanden sind, aber wo sie vorkommen, in Menge auftreten. Diese dritte Art ist bei den meisten Arbeiten über Eozoon entweder ganz übersehen oder mit der zweiten Art zusammengeworfen worden.

a) Die angeblichen Kanäle der Chrysotil-Gänge.

(Tafel III Fig. 2—4.)

Quergefaserte dünne Lagen durchziehen das Eozoon sehr häufig und erscheinen im Dünnschliffe, wenn quer geschnitten, als schmale Bänder, die höchstens eine Breite von etwas über 1 mm erreichen. Sie bestehen meistens aus Chrysotil, doch schaltet sich nicht selten auch etwas Calzit zwischen den einzelnen Chrysotilfasern ein. Unter gekreuzten Nicols kann man diese Beimengung leicht erkennen. Löst man solche Bänder vorsichtig mit verdünnter Säure auf, wie dies Carpenter, Dawson und King getan haben, dann bleiben nur die isolierten Chrysotilfasern zurück. Carpenter faßte den beigemengten Kalk als Bestandteil der ursprünglichen perforierten Foraminiferenschale auf, in deren feine Kanäle Serpentin eingedrungen sei in Form von Chrysotil.

¹⁾ Transactions Royal Dublin Soc. Vol. V. Eozoonal Structure of the Ejected Blocks of Monte Somma. 1894.

²⁾ Quart. Journ. Geol. Soc. London. Vol. 21, S. 59, 1865.

Er bezeichnete deshalb diese Lagen als den proper wall oder als nummuline-shale und sah in ihnen den Hauptbeweis für die Foraminiferennatur des Eozoon. Auch von denjenigen Chrysotilbändern, die in Wirklichkeit ganz kalkfrei sind, nahm er an, daß nur die Feinheit und dicht gedrängte Lage der Röhrchen die Wahrnehmung des dazwischen gelagerten kalkigen Schalenteiles verhindere. Manchmal kommen in Begleitung mit solchen Bändern und sogar unmittelbar in dieselben übergehend, solche vor, die keine Chrysotilnadeln enthalten, gleichwohl aber entweder noch Faserstruktur deutlich erkennen lassen oder aber infolge einer eigentümlichen Trübung derselben zu entbehren scheinen. Hier sollten die feinen Poren nicht durch Serpentin, sondern durch Kalk ausgefüllt worden sein und in der Gleichheit der Füllmasse und der Schalenmasse vermutete Carpenter den Grund, weshalb die Poren als solche nicht mehr zu unterscheiden sind. Zwar haben schon 1866 King und Rowney auf die Unwahrscheinlichkeit dieser Deutung hingewiesen, aber ihr Widerspruch hatte gegenüber dem autoritativen Gewicht Carpenters keinen durchschlagenden Erfolg, der erst 12 Jahre später eintrat, als Möbius die Verschiedenartigkeit dieser Chrysotilbänder und der wirklichen Foraminiferenschalen nachwies und die Tatsache feststellte, daß die Orientierung der Fasern in einem solchen Bande immer die gleiche bleibt, ohne Rücksicht auf die stets vorhandenen Krümmungen und Verbiegungen des Bandes, während hingegen die Poren der Foraminiferenschalen sich stets rechtwinkelig zu deren Oberfläche stellen und deshalb niemals auf größere Erstreckung unter einander gleichgerichtet sein können. Leider hatte Möbius dabei übersehen, daß diese Bänder nicht immer nur aus Chrysotilfasern bestehen und so konnte Dawson 1888 ihm den Vorwurf machen, die kalkführenden Bänder, welche allein als Foraminiferenschalen zu gelten hätten, mit den reinen Chrysotilbändern verwechselt zu haben, die auch er schon früher für jüngere Gangausfüllungen erklärt habe. Er gab dazu eine Abbildung, die wie die meisten seiner Abbildungen sehr schematisch gehalten ist und aus der hervorgehen sollte, daß selbst da, wo beide Arten von Bändern sich zufällig berühren, doch nur die kalkführenden die Serpentin-kammern gegen die Kalklagen abgrenzen, während die Chrysotilbänder regellos, oft auch sich verzweigend oder auskeilend wie echte Gänge durch die Serpentinlagen hindurchsetzen. Letzteres ist freilich richtig, ersteres entspricht aber den Tatsachen nicht. Leicht ist es festzustellen, daß ein und dasselbe Band an einer Stelle nur aus Chrysotil besteht, während es an anderen Kalk aufnimmt und damit die Beschaffenheit des proper wall annimmt oder auch ganz der Chrysotilnadeln entbehrt, wobei trotz dieser materiellen Veränderungen die Faserung des Bandes unverändert die gleiche Richtung bei-

behält. Es ist auch nicht richtig, daß die chrysotilfreien Bänder nur auf der Grenze zwischen den Serpentin- und Kalklagen auftreten, häufig setzen sie gangförmig in die Serpentinmasse hinein fort und müssen somit ebenfalls als nachträgliche Gangbildungen aufgefaßt werden. Bezeichnend ist es ferner, daß viele der zweifellosen Kalkspatgänge, welche die Serpentinlager quer durchsetzen, an ihren Salbändern feine aber kurze Serpentinadeln enthalten, die sich aber nicht bis in die Mitte des Ganges fortsetzen, sondern nur wie ein kurzes Stachelwerk den Gang zu beiden Seiten begrenzen, damit aber doch beweisen, daß bei allen diesen Gangbildungen im Eozoonlager gleichzeitig Chrysotil und Calzit zur Ausscheidung kamen, wenngleich in wechselnden Mengenverhältnissen. Ferner muß hier nochmals ausdrücklich auf den von anderer Seite schon wiederholt hervorgehobenen Umstand aufmerksam gemacht werden, daß der sogenannte proper-wall auf der Grenze zwischen Serpentin und Kalk sehr häufig ganz fehlt. Ich habe eine ganze Reihe von Schliffen, in denen von ihm überhaupt nichts zu sehen ist, und kenne keinen einzigen Schliff, in dem er stets vorhanden wäre, was doch eigentlich der Fall sein müßte, da Foraminiferenkammern ohne Kammerschalen nicht gut denkbar sind. Die Hilfsannahme, daß dieses Fehlen nur scheinbar und Folge von Veränderungen beim Versteinerungsvorgang sei, ist allerdings gemacht worden, aber sie wird durch keine einzige Beobachtung unterstützt, denn das sogenannte Zwischenskelett stößt in allen Fällen, wo die Faserbänder fehlen, unmittelbar und in typischer Entwicklung an den Serpentin an, so daß man, um die Foraminiferennatur zu retten, die gewagte Annahme machen müßte, das Zwischenskelett sei hier an Stelle der Schale getreten.

Zuweilen zeigen sowohl die Chrysotilbänder als auch die chrysotilfreien Faserkalkbänder Verbiegungen ihrer Fasern, was wohl auf einen späteren mechanischen Druck im Gestein zurückgeführt werden muß. Ob freilich die Kalkbänder, welche im Dünnschliff gefasert erscheinen, es auch wirklich sind, bleibt zweifelhaft. Öfters wenigstens kann man noch recht gut erkennen, daß der Calzit aus ganz dünnen Zwillingslamellen zusammengesetzt ist, in denen die Spuren der rhomboëdrischen Spaltdurchgänge noch sichtbar sind. In solchen Fällen liegt natürlich eine eigentliche Faserung nicht vor.

b) Die angeblichen dolomitischen Kanäle in den Kalklagen.

Dawson sagt 1888¹⁾ (S. 13): „Die Kalklamellen (was gleichbedeutend mit unseren Kalklagen oder dem intermediate skeleton Carpenters ist) sind von

¹⁾ On specimens of Eozoon Canadense and their geol. and other relations. Peter Redpath Mus. Mc. Gill University. Montreal 1888.

zahllosen Kanälen durchsetzt, welche in sehr feine Röhrenchen enden. Diese Kanäle sind entsprechend dem Erhaltungszustand mit Serpentin, Pyroxen, Dolomit oder Kalk ausgefüllt.“ Das klingt so, als ob alle diese Kanäle morphologisch gleichwertig seien und die Verschiedenheit des Ausfüllungsmaterials ihre Ursache nur in zufälligen Vorgängen während des Versteinerns gehabt habe. Abgesehen nun davon, daß Gänge mit Pyroxenausfüllung noch nie, auch von Dawson nicht, genauer beschrieben oder abgebildet worden sind und daß auch ich solche in keinem der untersuchten Schiffe entdecken konnte, so springen doch die morphologischen Unterschiede zwischen den mit Serpentin und den mit Dolomit ausgefüllten Kanälen so sehr in die Augen, daß ich nicht begreife, wie man beide als eine gleichartige Bildung auffassen konnte. Carpenter und Möbius freilich waren mineralogisch so wenig geübt, daß sie den Unterschied der Füllmasse gar nicht erkannten. Ersterer spricht gewöhnlich nur von einer kieseligen Ausfüllung, auch da, wo er zweifellos durch Anätzen die dolomitische Füllmasse freigelegt hatte. Einige seiner Präparate hat Möbius abgebildet¹⁾ (1878 auf Taf. 23 und 24). Es fiel ihm auf, daß der Serpentin grünlich und die „kieselhaltigen Stengel“ bei auffallendem Lichte weiß erscheinen. Dem entsprechend hat er auf den kolorierten Abbildungen nur die feineren Stengel ganz weiß gelassen, den breiteren aber meist einen etwas grünlichen Ton gegeben und damit der Tatsache einen wenn auch nicht ganz konsequenten Ausdruck gegeben, daß die einen Kanalausfüllungen aus Serpentin, die anderen aus Dolomit bestehen. Dawson wiederum hat, obwohl er die Verschiedenartigkeit der Ausfüllungsmassen kannte, sich 1888 bemüht, den tatsächlichen Formunterschied der Kanäle durch seine Figur 3 und 4 (S. 15) möglichst zu verhüllen und schreibt dazu, daß die dickeren Teile der Kanäle von Serpentin, ihre feineren Verzweigungen aber von Calzit oder Dolomit ausgefüllt seien.

Die eigenartige Gestalt der dolomitischen Kanäle hat zuerst wohl O. Hahn²⁾ 1876 erkannt und leidlich gut beschrieben, jedoch nicht abgebildet. Die so auffälligen Serpentin Kanäle sind ihm jedoch merkwürdigerweise ganz entgangen und den Dolomit der Füllmasse in den von ihm beobachteten Kanälen hat er irrtümlich für Calzit gehalten, aber es war ihm dabei die Ähnlichkeit mit den mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat aufgefallen und zwar ungefähr zu gleicher Zeit wie Carpenter, dem ein Handstück von

¹⁾ Der Bau des Eozoon canadense. Paläontograph. Bd. XXV, 1878, und Americ. Journal of Sc. and Arts. Vol. XVIII, 1879.

²⁾ Gibt es ein Eozoon canadense? Württemb. Naturw. Jahreshefte, 1876, S. 132 und 1878 als Erwiderung auf Gümbels und Carpenters Entgegnung.

Schriftgranit aus Schottland gebracht worden war, das er unbedenklich als ein neues laurentisches Fossil beschrieb, indem er in seiner mineralogischen Unerfahrenheit in dem Feldspat Kalkspat und in dem eingewachsenen Quarz die Ausfüllung eines foraminiferenartigen Kanalsystems sah. Nachträglich auf seinen Irrtum aufmerksam gemacht, hat er allerdings sofort seinen Irrtum bekannt (Nature 1876), und damit war für ihn diese Sache erledigt. Anders erging es O. Hahn, der zwar auf den sich ihm anfangs ebenfalls aufdrängenden „schönen Gedanken“, daß die mikropegmatitische Struktur im Gneis organischen Ursprungs sei, hatte „verzichten müssen“ (1876 S. 152), aber schon nach drei Jahren darauf zurückkam und nicht nur das Eozoon, sondern auch den Gneis, Granit, Syenit, Basalt usw. aus Pflanzen entstehen ließ.¹⁾ Der Titel, den er seinem Buche gab, genügt schon, um den Inhalt zu charakterisieren, in welchem Sätze vorkommen, wie: Gibt es Krystalle ohne Pflanzen? Der Diamant (dafür spricht seine Form) ist Füllmasse von Pflanzenkelchen. Obschon er mit diesen Ideen natürlich keinen Erfolg hatte, beschäftigte er sich doch viele weitere Jahre hindurch mit dem Eozoon, das er in Kanada selbst aufsuchte. Um eine Veröffentlichung seiner Ergebnisse in einer wissenschaftlichen Zeitschrift zu ermöglichen, hat er mir 1903 sein ganzes Material zur Überarbeitung vorgelegt. Ich konnte ihm aber nicht willfahren, da die Durchsicht seiner Dünnschliffe keinerlei Bestätigung seiner phantastischen Vorstellungen ergab. Er starb bald nachher, und wie Carpenter und Dawson hat er die Überzeugung von der organischen Entstehung des Eozoon mit ins Grab genommen.

Wohl ganz unabhängig von Hahn hat A. Geikie 1903 in der vierten Auflage seines Textbook of Geology (Bd. 2 S. 878) auf die Ähnlichkeit der Eozoonkanälchen mit den mikropegmatitischen Verwachsungen im Granit hingewiesen. Das Gleiche tat 1913 Weinschenk, der die Dolomitkanälchen als eine eutektische Verwachsung von Kalkspat und Dolomit bezeichnete. In der beigegebenen Abbildung,²⁾ die er 1915 nochmals aber in umgekehrter Lage veröffentlicht hat,³⁾ stellen die dunklen, schwarz erscheinenden Punktierungen und Linien den Dolomit dar, alles andere aber, mit Ausnahme des ganz oben noch in das Bild hereinragenden Serpentin ist Kalkspat. Das Bild gibt eine gute Vorstellung davon, daß es sich in Wirklichkeit bei den sogenannten dolomitischen Kanälen nicht um Kanäle handelt,

¹⁾ Der Titel dieses Buches, in dem er diese seltsamen Gedanken entwickelte, lautet: Die Urzelle nebst dem Beweis, daß Granit, Gneis, Syenit, Basalt, Meteorstein usw. aus Pflanzen bestehen: die Entwicklungslehre durch Tatsachen neu begründet von Dr. Otto Hahn, 1879.

²⁾ Allgemeine Gesteinskunde, III Aufl., Fig. 96, S. 199 (1913).

³⁾ Die Gesteinsbildenden Mineralien, III. Aufl. 1915, Fig. 145, S. 123.

sondern um isoliert im Calzit liegende Dolomitkörperchen, die aber perl-schnurartig, mehr oder weniger dicht aneinander gereiht sind, so daß sie im Bilde wie punktierte Linien, oder wenn sie ganz aneinander gereiht sind, wie Eisblumen erscheinen. Es gehen die einzelnen Äste, die sich weiterhin und wiederholt dichotom verzweigen, von dem Zentrum eines Calzitkrystalles aus und laufen mehr oder weniger strahlenförmig ringsum aus, indem sie sich häufig auf diesen einzigen Calzitkrystall beschränken, manchmal aber auch noch mit ihren distalen Enden in unmittelbar ausstoßende Calzitkrystalle übergehen. Immer aber enden sie am Außenrande der Calzitkrystalle und wenn die benachbarten Calzite ebenfalls solche Kanalbüschel besitzen, dann gehen sie doch in keiner Weise in einander über. Wir haben es somit mit einer Reihe von neben einander liegenden, aber von einander unabhängigen Gruppen von Kanälchen zu tun, die sich außerdem noch durch ihre verschiedene optische Orientierung unterscheiden. Zwischen gekreuzten Nicols löscht nämlich der Dolomit einer jeden einzelnen Gruppe gleichzeitig aus und so kommt es, daß, wenn die eine Gruppe dunkel erscheint, die benachbarten gewöhnlich noch hell aufleuchten. Jede Gruppe entspricht somit einem einzigen Dolomitkrystall, der aber skelettartig von einem Calzitkrystall umschlossen ist. Gewöhnlich ist die optische Orientierung des Calzit- und Dolomitkrystalles eine verschiedene, sodaß, wenn der Calzit zwischen gekreuzten Nicols dunkel wird, der Dolomit hell aufleuchtet und umgekehrt, doch kommen auch Fälle gleicher Orientierung vor.

Es kann somit keinem Zweifel unterliegen, daß der Calzit nicht zuerst da war und der Dolomit sich nicht erst nachträglich in röhrenförmigen Kanälen des Calzites ausgeschieden und diese dadurch ausgefüllt hat. Die Krystallisation beider Mineralien hat vielmehr gleichzeitig begonnen und sich fortgesetzt. Das ist auch der Grund, weshalb die proximalen Enden der Dolomitästchen immer im Innern eines größeren Calzitkrystalles liegen und daß sie sich von da aus in dessen periphere Teile ausstrahlend verzweigen und entweder am Rande des Calzitkrystalles enden oder sich noch auf einige, der sie umgebenden Calzitkrystalle ausdehnen. Wir haben es hier somit mit einer deutlichen mikropegmatitischen oder Implikationsstruktur zu tun, wie sie so häufig in Gesteinen von unzweifelhaft anorganischer Natur vorkommt und wie sie auch künstlich in eutektischen Gemischen erzeugt worden ist. Besonders sind die Verwachsungen von Calzit und Calziumoxyd von Bedeutung, die Boeke bei der Erstarrung von Calzitschmelzen erhielt.¹⁾ Daß zufällig auch eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kanälchen in Dentinsubstanzen besteht, worauf schon frühere Autoren hingewiesen haben, mag nur nebenbei erwähnt

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1912. I. Bd.

sein mit der Bemerkung, daß diese Ähnlichkeit in Wirklichkeit doch nur eine sehr geringe ist und daß Organismen mit Dentinbildung in den geologisch ältesten Kalksteinen sicherlich nicht erwartet werden können.

c) Die Serpentin Kanäle im Kalk.

Diese Bildungen gehören zwar zu den auffälligsten und merkwürdigsten Eigentümlichkeiten des *Eozoon canadense*, aber auch für sie gilt dasselbe wie für die bereits besprochenen Chrysotilbänder und die dentinartigen Kanälchen, daß sie nemlich durchaus nicht immer vorhanden sind. Sie sollten nach Carpenter das Kanalsystem des „Zwischenskelettes“ sein, ohne welche dieses nicht hätte entstehen können. Es wäre somit zu erwarten, daß es nirgends fehlt; in Wirklichkeit aber gibt es Schliffe genug, die keine Spur davon zeigen, und wieder andere sind damit nur an wenigen Stellen versehen, sonst aber frei davon, obschon in allen diesen Fällen das angebliche Zwischenskelett ganz gut und gleichartig entwickelt ist.

Möbius hat den Nachweis geführt, daß diese meist durch eine lederbräunliche Farbe ausgezeichneten und oft baumförmig verzweigten Kanäle im Querschnitt nur selten rundlich, sondern meist flächenhaft entwickelt sind und er nannte sie deshalb Stengel und lehnte jeden Vergleich mit den röhrenförmigen Kanälen der Foraminiferenschalen ab. Er hat sie jedoch leider mit den dolomitischen Kanälen zusammengeworfen und die Verschiedenartigkeit der Form und der chemischen Zusammensetzung beider übersehen. Zwar war es ihm aufgefallen, daß in den entkalkten Präparaten von Dawson und Carpenter, die er in seinen Fig. 3 und 7—9 farbig abgebildet hat, die Serpentinlager grünlich gelb, die Stengel aber bei auffallendem Lichte weiß erscheinen. Doch gab er einigen der größeren und breiteren Stengel einen schwachen Farbenton, wodurch sich diese von den feineren ganz weißen Kanälen unterscheiden. Die Bedeutung dieses Unterschiedes hat er aber nicht erkannt. Denn in Anlehnung an Carpenter gibt er nur an, daß alle diese Kanäle aus einer kiesigen Masse bestehn, während doch nur die dolomitischen Kanäle weiß, die Serpentin Kanäle aber mehr oder minder farbig sind. Neben der chemischen Verschiedenheit besteht jedoch zwischen diesen zweierlei Arten von Kanälen auch noch ein auffälliger morphologischer Unterschied. Während nemlich, wie schon erwähnt, die dolomitischen im Zentrum einzelner Calzitkrystalle entspringen und mit ihren distalen Enden entweder die Serpentinlager gar nicht erreichen, oder wo sie es tun, nicht in sie eindringen, entspringen die Serpentin Kanäle umgekehrt gerade aus den Serpentinlagern und verzweigen sich von da aus gegen das Innere der Kalklager. In ihrem Ver-

lauf sind beide Arten ganz unabhängig von einander und wo sie zusammen in den gleichen Calzitkrystallen vorkommen, setzen die Serpentin Kanäle ungestört durch die dolomitischen hindurch und durchbrechen sie sogar, was nur möglich ist, wenn sie jüngerer Entstehung wie diese sind. Anders hingegen ist ihr Verhältnis zu den Chrysotilbändern. Nur wo letztere an der Außenseite der Serpentinlager fehlen, ist der direkte Zusammenhang der Serpentin Kanäle mit diesen zu sehen. Man muß daraus den Schluß ziehen, daß die Chrysotilbänder jünger sind und sich auf Spalten gebildet haben, durch welche die ursprüngliche Verbindung der Kanäle mit dem Serpentinlager unterbrochen worden ist.

Die Serpentinausfüllung dieser Kanäle besteht aus einem feinkörnigen Aggregat, das aber sehr häufig durch eine bräunliche Trübung verhüllt wird, welche sich zwischen den Calzit und den Serpentin einschiebt und die Ausfüllung umhüllt, wie ein Handschuh den Finger. Die chemische Zusammensetzung dieser trüben Zwischenlage ist unbekannt. Sie ist es aber, welche den Kanälen jene lederbräunliche Farbe gibt, die sie so leicht erkennbar macht und recht auffallend von den Serpentinmassen der Lager unterscheidet. Wo sie hingegen fehlt, besteht die Leichtigkeit dieser Unterscheidung nicht, und es treten dann diese Kanäle nur erst zwischen gekreuzten Nicols mit voller Schärfe hervor. Zuweilen kann man recht deutlich sehen, wie diese Kanäle auf Spalten in den Kalk eingedrungen sind und sich auf denselben nach Art der Dendriten strahlen- und astförmig ausgebreitet haben. Es ist begreiflich, daß sie in solchen Fällen keine rundliche, sondern eine blattförmige Gestalt erlangten, wie diejenigen, welche Möbius durch Anätzung freigelegt und auf Taf. 32 abgebildet hat. Die fast stets vorhandenen rhomboëdrischen Spaltflächen des Calzites haben sie aber zum Eindringen in das Kalklager, wie es scheint, nicht oder doch nur ganz selten benutzt. Sie sind vielmehr auf anderen, von der Krystallform ganz unabhängigen Spalten eingedrungen. Wo diese blattförmigen Kanäle in der Ebene des Dünnschliffes liegen, treten sie recht auffällig hervor. Wo sie hingegen vom Schliffe quer beschnitten sind, hat man Mühe, sie wegen ihrer geringen Dicke zu erkennen. In solcher Lage sind sie deshalb wohl meistens übersehen worden.

Von diesen Kanälen verschieden sind andere durch die Art wie der Serpentin in die Kalklager eingedrungen ist. Im Dünnschliffe ähneln sie zwar zuweilen jenen, meistens aber zeigen sie andere Formen und immer fehlt ihnen jener trübe Überzug, sodaß sie nicht mehr so deutlich durch ihre Farben sich von dem umgebenden Calzit abheben. Nur King und Rowney scheinen diese Art beachtet zu haben (1866, S. 193 und 1869, S. 525, Fig. 3). Sie gaben dem

auf diese Weise eingedrungenen Serpentin den Namen Flocculit. Aber ihre Beschreibung ist schwer verständlich, da sie denselben zunächst nur an entkalkten Stücken erkannten. In guten Dünnschliffen sieht man von den Rändern der Serpentinlager unmittelbar ausgehend mikrokristalline Aggregate von Serpentin in die Calzite vordringen. Sie folgen dabei einerseits den Spaltdurchgängen des Calzites und erzeugen da, wo zwei Spaltrichtungen sich kreuzen, indem sie in beide sich einschalten, eine eigenartige Gitterung. Andererseits kann ihnen diese Beziehung zu den Spalten auch ganz fehlen. Sie setzen dann in eigenartig wurmförmigen Partien durch den Calzit, die bald mehr die Form von miteinander in Verbindung stehenden Kanälen, bald mehr die von einzelnen unregelmäßig aneinander gereihten Einschlüssen haben. Bei letzteren stellt sich oft eine ausgesprochen radial-faserige pikrolithartige Struktur ein, durch welche sie sogar zum Teil ein sphärolithisches Aussehen erhalten. Ich betrachte alles dies als die Anfänge einer Verdrängungs-Pseudomorphose des Calzites durch Serpentin, der sich bei der Umwandlung von Peridot bildete und von seinen Mutterkristallen aus in den Calzit ausgewandert ist.

Alle diese verschiedenen Serpentin Kanäle müssen jünger als die Kalklager sein, aber sie sind keine Ausfüllungen von Hohlräumen, die zufällig schon da waren. Der Serpentin scheint sich vielmehr seinen Weg in den Kalk selbst gebahnt zu haben teils durch chemische Auflösung desselben, teils durch mechanisches Sicheinzwängen. Diese Einwanderung ging aber stets von den Serpentinlagern aus und so drängt sich von selbst die Vermutung auf, daß sie nur eine Begleiterscheinung der Serpentinisierung im Eozoon war. Es ist deshalb nötig, diesen Vorgang zunächst etwas genauer ins Auge zu fassen.

2. Die Serpentinbildung im Eozoonkalk.

In den vorausgegangenen Kapiteln wurde wiederholt auf die lagenartige oder lamellöse Struktur des Eozoon hingewiesen, die auf einem mehr oder minder regelmäßigen Wechsel von Kalk- und Serpentinlagen beruht. Es ist nun, ehe wir den Vorgang der Serpentinbildung betrachten, notwendig, die mineralische Zusammensetzung dieser beiderlei Lagen etwas genauer ins Auge zu fassen, wobei sich sofort ergibt, daß der Unterschied kein so einfacher und absoluter ist, als die Bezeichnung anzudeuten scheint. Die Serpentineinlagen sind nämlich durchaus nicht ganz kalkfrei und die Kalklager nicht serpentinfrei und beiden gemeinsam ist das Vorkommen der eingangs erwähnten Silikatminerale und zwar insbesondere des Diopsides und Glimmers, der seiner Ausbildung nach wahrscheinlich ein eisenfreier und darum im Dünnschliff wasserhell erscheinender phlogopitartiger Magnesiumglimmer sein dürfte. In

den Kalklagen sind diese Mineralien, wenn auch nur in kleinen Exemplaren, nicht selten und der Glimmer etwa ebenso häufig wie in den Serpentinlagen, während der Diopsid allerdings in letzteren, besonders wo sie breiter werden, stark angereichert vorkommt. In den Kalklagen liegen jene Mineralien entweder zwischen den einzelnen Calzitkrystallen eingeschaltet, oder aber, und zwar gar nicht selten, bilden sie Einschlüsse in den Calzitkrystallen, so daß letztere erst später oder höchstens gleichzeitig mit ihnen entstanden sein können. Diese Tatsache hat eine große Tragweite, denn wenn jene im Calzit eingeschlossenen Mineralien Erzeugnisse der Kontaktmetamorphose sind, was zurzeit wohl von niemanden bestritten wird, so muß dies auch für die Calzitkrystalle selbst insofern zutreffen, als sie ihre gegenwärtige Form ebenfalls dieser Metamorphose verdanken, nur mit dem Unterschied, daß ihre chemischen Bestandteile sicher in dem Gesteine selbst schon vorhanden waren und für sie eine Einwanderung aus einem fremden magmatischen Herde nicht in Betracht kommen kann, wie dies für die Silikatmineralien und den Apatit teilweise wenigstens der Fall ist.

Eine besondere Eigentümlichkeit dieser Calzitkrystalle, welche sie von den jüngeren Gangcalziten im Eozoonkalk deutlich unterscheidet, ist, daß sie von winzig kleinen Poren in großer Menge erfüllt sind, und infolgedessen selbst im Dünnschliff trüb erscheinen, stellenweise sogar undurchsichtig bleiben. Diese kleinen Hohlräume haben eine unregelmäßige Form und nur ihre starke randliche Lichtbrechung läßt sie im Dünnschliff so dunkel erscheinen. Wegen ihrer Kleinheit konnte ich nicht feststellen, ob sie einen flüssigen oder gasförmigen Inhalt haben, doch scheint es wahrscheinlich, daß sie Überreste jener Karbonatlösung bzw. freie Kohlensäure eingeschlossen haben, aus welcher die Calzitkrystalle hervorgingen. Nach den Abbildungen und der Beschreibung der „clubshaped cavities“, welche Johnston-Lewis und Gregory (l. c. S. 268) im Calzit der Sommablöcke gefunden haben, liegen hier ähnliche Bildungen vor. Auch sonst bestehen zwischen den kontaktmetamorphen Kalkauswürflingen des Mt. Somma und des Eozoon, wie schon früher erwähnt, morphologisch und genetisch große Ähnlichkeiten, wenschon die Kontaktmineralien in beiden ihrer Art nach Unterschiede zeigen. Es muß jedenfalls eine Zeit gegeben haben, in der die Eozoonstöcke den Sommaauswürflingen ungemein ähnlich waren; aber heute ist diese Ähnlichkeit nicht mehr so groß und Johnston-Lewis und Gregory haben sie sicher überschätzt. Was sie in den Sommablöcken als Äquivalente der nummuline layers und der sogenannten Stolonen auffaßten, kann in Wirklichkeit nicht damit verglichen werden, und ebenso trifft auch ihre Schlußfolgerung nicht zu, daß nämlich die

Eozoonsphäroide Kalkstein-Einschlüsse in vulkanischen oder plutonischen Massen sein müßten.

Die Entstehung der Silikatmineralien in dem Kalk und ebenso auch die eutektischen Verwachsungen des Dolomites mit dem Calzit weisen darauf hin, daß innerhalb der Kontaktzone der Kalk der Grenville-Schichten durch die Hitze des auf- und eindringenden Magmas zunächst in einen schmelzflüssigen Zustand übergeführt wurde, wobei aber die Kohlensäure nicht entweichen konnte. Nach Boekes¹⁾ Experimenten wäre dazu eine Temperatur von mindestens 1289° C. und ein Atmosphärendruck nötig gewesen, der einer auflastenden Gesteinsschicht von gegen 500 m entspricht. In dieser Flüssigkeit, über deren besonderen physikalischen und chemischen Zustand wir nur Vermutungen haben können, muß es magmatischen Bestandteilen möglich gewesen sein, einzudringen und sich vielleicht durch Diffusion darin auszubreiten, bis bei sinkender Temperatur Auskrystallisation eintrat. Wo die Carbonatlösung neben dem Kalk noch etwas Magnesium enthielt, mußten sich neben Calzit- auch Dolomitkrystalle ausscheiden und, wo die Mischung eine eutektische war, eine Imprägnations- oder mikropegmatitische Struktur entstehen. Überschüssige Kohlensäure oder andere in die Carbonatlösung eingedrungene Gase konnten nicht rasch genug bei der Krystallisation entweichen und wurden in winzigen Hohlräumen der Calzitkrystalle eingeschlossen.

Wenn diese Deutung richtig ist, dann ergibt sich, daß mit Ausnahme des Serpentes alle übrigen, den Eozoonkalk zusammensetzenden Krystalle erst während und infolge der Kontaktmetamorphose sich gebildet haben, daß also alle früher etwa in dem Grenvillekalklager vorhandenen Krystalle verschwunden und durch neue und zum Teil jedenfalls mineralogisch und chemisch verschiedenartige ersetzt worden sind. Nur die allgegenwärtigen winzigen Glimmerblättchen könnten davon eine Ausnahme gemacht haben und Reste des früheren Gesteins sein, weil sie die eindringende Hitze überstehen konnten, ohne dabei eingeschmolzen zu werden.

Erst nachdem die eigentliche Kontaktmetamorphose vollendet war, konnte die Serpentinisierung beginnen, von welcher ein großer Teil der neuen Kontaktmineralien betroffen worden ist. Die ältere Anschauung von Hunt und Dawson, wonach der Serpentin ein primäres Ausscheidungsprodukt des achäischen Meeres sei, braucht heute nicht mehr diskutiert zu werden. Umso notwendiger hingegen ist dies mit Bezug auf die herrschende Meinung über die

¹⁾ Boeke, H. E. Die Schmelzerscheinungen und die umkehrbare Umwandlung des Calciumcarbonats. Neues Jahrb. f. Min. 1912. Bd. I, S. 91.

Abh. d. math.-phys. Kl. XXVIII, 4. Abh.

Natur der Mineralien, aus der der Serpentin hervorgegangen sein soll. Es nehmen nämlich viele Autoren bis in die allerneueste Zeit an, daß der Serpentin hier ausschließlich aus Diopsid und teilweise auch aus Hornblende hervorgegangen sei. Allerdings hat schon 1876 O. Hahn Olivin als das Muttermineral angegeben, aber es ist nicht sicher, ob er solchen wirklich gesehen, da seine Mineralbestimmungen sehr ungenau waren, und es ist nicht unwahrscheinlich, daß er Diopside für Olivin genommen hat. 20 Jahre später gab Blake¹⁾ an, Olivinreste im Serpentin erkannt zu haben, und Weinschenk²⁾ hat 1913 diesen Olivin sogar als Forsterit bestimmt. Bei meinen Untersuchungen hat sich ergeben, daß in den Serpentinlagen ab und zu unregelmäßig begrenzte kleine Reste eines lebhaft polarisierenden Minerals vorkommen, die dem Peridot angehören können. Aber einen sicheren Beweis für die frühere Anwesenheit dieses Minerals fand ich nur in den die Krystallumrisse des Peridotes (Taf. V Fig. 2) zur Schau tragenden Serpentin Körnern, die in den mehr „acervulinen“ Teilen des Eozoonkalkes massenhaft in dem Calzitaggregate eingeschlossen liegen und die Dawson irrtümlich anfangs als besondere Organismen unter dem Namen Archeosphaerina, später aber als abgebrochene und auf dem Meersboden angehäuften Ausfüllungen der obersten und jüngsten Eozoonkammern beschrieben hat. (1888, S. 28 Fig. 2—4.)

Es muß also unter den Silikatmineralien des Eozoonkalkes der Peridot eine wichtige Rolle gespielt haben und zu jener Zeit, ehe er sich in Serpentin umgewandelt hatte, muß auch die Ähnlichkeit dieses kanadischen Kalksteines mit den Sommaauswürflingen eine sehr große gewesen sein, die aber nachher durch die Serpentinisierung wieder etwas verwischt wurde.

Der Serpentin des Eozoonkalkes zeigt sehr große strukturelle und genetische Unterschiede. Es lassen sich im Ganzen folgende Varietäten unterscheiden:

1. Der Peridot-Serpentin zeigt die charakteristische faserig lamellöse Maschenstruktur. Er bildet die Hauptmasse der Serpentinlagen und ebenso auch der einzelnen Serpentin Körner in dem ungebänderten acervulinen Ophicalzit, welche die Krystallflächen des Peridotes (wahrscheinlich Forsterit) meistens noch so deutlich erkennen lassen, daß über das Muttermineral dieses Serpentin kein Zweifel möglich ist.

2. Der Diopsid-Serpentin durchsetzt die Diopsidkrystalle auf unregelmäßigen Zerreißungsklüften. Er bildet schmale Adern, welche die Diopsid-

¹⁾ In der Abhandlung von Johnston-Lavis und Gregory, S. 274.

²⁾ Grundzüge der Gesteinskunde. I. Teil, S. 198.

fragmente ganz umhüllen, manchmal auch so breit werden, daß die kleinen Diopsidbruchstücke stark zurücktreten. Auffälligerweise fehlt diesem Serpentin die faserige Struktur des Peridotserpentine vollständig. Große Partien desselben löschen unter gekreuzten Nicols einheitlich aus und wo eine Art von Faserung zu beobachten ist, läuft sie nicht quer, sondern parallel zur Längsrichtung der Blätter. Eine Verwechslung dieses Serpentine mit demjenigen, der aus Peridot hervorgegangen ist, wird kaum möglich sein. Inwieweit er mit diesem chemisch völlig identisch ist oder nicht, muß dahingestellt bleiben.

3. Der mikrokörnige Serpentin im Calzit, welcher die Kanäle ausfüllt oder auf Spalten des Calzites eingedrungen ist, besteht aus regellos gelagerten winzig kleinen 15μ selten überschreitenden Körnern, von denen jedes einzelne entweder einheitlich auslöscht, oder aber eine faserige Struktur noch erkennen läßt. Die Maschenstruktur fehlt natürlich vollständig, so daß eine Verwechslung mit 1 und 2 ausgeschlossen ist.

4. Der Chrysotil-Serpentin ist ausschließlich auf die Serpentinlager beschränkt, in denen er gangförmig auftritt. Er ist nicht nur durch seine feinen geradlinigen Nadeln, sondern auch dadurch charakterisiert, daß letztere innerhalb ein und desselben Ganges stets zu einander parallel angeordnet sind, ohne Rücksicht auf den oft recht verwickelten Verlauf des Ganges und seiner Salbänder. Hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zur Faserung im Peridotserpentin, die vorzugsweise vertikal zu den Rändern der einzelnen Lamellen gestellt ist. Kleine Unregelmäßigkeiten in dieser ihrer Anordnung, sowie Verbiegung ihres geradlinigen Verlaufes kommen bei den Chrysotilfasern zwar vor, lassen sich aber deutlich auf mechanische Eingriffe zurückführen, welche erst nach ihrer Bildung eingetreten sind. Sowohl in Bezug auf ihre Breite als auch auf ihren Verlauf zeigen die Chrysotilgänge große Unregelmäßigkeiten, oft keilen sie sich plötzlich aus oder aber sie verzweigen sich und treten mit anderen in Verbindung. Auffällig ist es, daß viele auf der Grenze zwischen den Serpentin- und Calzitlagen liegen, doch halten sie auf größere Strecken diese Grenzen nie genau ein, verlassen sie stellenweise oder biegen ganz in das Serpentinlager ein. Oft nehmen sie auch Calzit auf, der zwischen den einzelnen Nadeln liegt und stellenweise so sehr zunimmt, daß die Chrysotilgänge im Streichen in reine Calzitgänge übergehen. Nicht selten sind auch Calzitgänge, die zwar keine eigentlichen Chrysotilnadeln führen, von deren Salbänder aus aber kurze, rasch sich zuspitzende Nadeln eine Strecke weit in den Calzit vorspringen. Dies alles beweist, daß die Bildung des Chrysotil- und Calzitgänge zeitlich zusammenfiel.

5. Als Pikrolith bezeichne ich kugelige, halbkugelige und kurz plattenförmig gekrümmte Serpentinpartien, welche vereinzelt oder zu unregelmäßigen Haufwerken vereinigt, sowohl in den Calzit- als auch in den Serpentinlagen vorkommen. Sie zeigen alle eine deutliche Faserstruktur mit mehr oder weniger radiärer bis deutlich spärolithischer Anordnung. Brauns¹⁾ hat den Namen Pikrolith auf derartige radiäre oder semiradiäre Serpentin-Varietäten beschränkt. Die Beibehaltung dieses älteren Namens erscheint mir recht nützlich, um im Eozoonkalk ein selbständiges Gebilde zu bezeichnen, das keine Ausfüllung von Gängen wie der Chrysotil bildet, sondern im Gestein nach Art konkretionärer Bildungen an Stelle früherer Gesteinsbestandteile getreten ist. In den Kalklagen ist es unsicher, ob der Pikrolith gleichzeitig mit dem mikrokörnigen Serpentin eingedrungen ist oder erst später. In den Serpentinlagen hingegen ist er, wie aus Figur 2 Tafel III deutlich hervorgeht, eine jüngere Bildung, welche sowohl den Olivinserpentin, als auch die diesen durchsetzenden Chrysotil- und Calzitgänge abschneidet, gewissermaßen aufgezehrt hat.

In genetischer Beziehung unterscheiden sich die fünf Serpentinarten dadurch, daß 1 und 2 Umwandlungsgebilde sind, die noch an der Stelle ihrer Entstehung liegen, während 3—5 auswanderten und sich anderwärts abgesetzt haben.

Auch in chronologischer Hinsicht besteht insofern ein Unterschied, als von den fünf Arten die Bildung der zwei ersten, jedenfalls zuerst eingesetzt hat.

Alles das beweist, daß der Vorgang der Serpentinisierung kein einfacher war, daß er längere Zeit in Anspruch genommen haben muß, und daß die chemischen Veränderungen und Absätze gewiß nicht auf eine einzige einfache Formel zurückgeführt werden können.

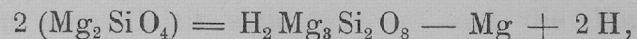
Die Hauptmasse des Serpentine stammt jedenfalls von dem Peridot ab, der sicher eine eisenarme Varietät und wahrscheinlich Forsterit war. Hunt hat eine chemische Analyse des Serpentine von Petite Nation veröffentlicht²⁾ (II) und wenn man sie mit der theoretischen Zusammensetzung des Forsterites (I) vergleicht, so ergibt sich, daß die Umwandlung des Forsterites in Serpentin eine Wegfuhr von 15,54 oder bei Berücksichtigung des FeO Gehaltes von 14,08% Magnesia und eine Zufuhr von 13,48% Wasser erfordert.

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1887. Beilage. Bd. V, S. 316.

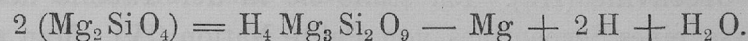
²⁾ Die Analyse ist dem Handbuch der Mineralogie von Hintze entnommen.

	I	II
Si O ₂	42.89	43.65
Mg O	57.11	41.57
F ₂ O	—	1.46
H ₂ O	—	13.48
	100.00	100.16

Man kann den Vorgang auch ganz allgemein durch die Gleichung darstellen:

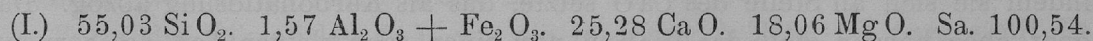


wenn man die Rammelsbergischen Formeln für den Serpentin benutzt. Zieht man hingegen die neuen Formeln vor, dann erhält man die Gleichung:



Im ersten Falle besteht die Veränderung für 2 Moleküle Peridot in dem Austausch von 1 Mg mit 2 H. Nach der zweiten Gleichung käme noch ein Zugang von H₂O hinzu. Mit Recht betont Zirkel,¹⁾ daß diese Auflösung und Wegfuhr des Magnesiums nicht von gewöhnlichem Wasser, sondern nur von einem, die Magnesiumsalze stärker angreifenden Agens, als welches in erster Linie die Kohlensäure in Betracht kommt, bewirkt werden kann. Für unseren Fall bedeutet dies, daß die Serpentinisierung nicht Folge einer gewöhnlichen Verwitterung, sondern kohlensäurereicher Thermen war, die sich in der Gefolgschaft der Gabbro-Intrusion und nach der Kontaktmetamorphose als vulkanische Nachwirkungen eingestellt haben.

Selbstverständlich konnten sich diese Wirkungen nicht auf den Peridot allein beschränken. Die Kohlensäure oder die sonstigen wirksamen Agenzien mußten auch die übrigen Bestandteile des Gesteins und insbesondere den Calzit und Pyroxen angreifen, während vielleicht nur der Glimmer davon unberührt blieb. Tatsächlich wurde ja auch der Diopsid schwach serpentiniert, aber immer nur da, wo er mit dem Peridot vergesellschaftet war und seine Serpentinisierung nimmt zusehends mit der Entfernung von den Peridotlagen ab. Dieser Diopsid, der in der älteren Literatur meist als Malakolith bezeichnet worden ist, besteht nach einer Analyse, welche Dr. H. Steinmetz, Assistent am mineralogischen Institut der Universität München 1914 auszuführen die Freundlichkeit hatte, aus:



¹⁾ Lehrbuch der Petrographie. 1894. Bd. II, S. 390.

Zu dieser Analyse wurde ein Stück Diopsidfelsen benutzt, das ich ungefähr 15 m vom Kontakt mit dem Gabbro entfernt da geschlagen hatte, wo auf der Kartenskizze neben dem zur Waschkütte führenden Fußweg ein Kreuz eingezeichnet ist. Der Fels ist hier ganz frei von Karbonat und von Serpentin und enthält neben den großen Diopsidkrystallen nur noch kleine Partien eines himmelblauen Apatites, der nach einer qualitativen Analyse von Dr. Steinmetz Chlor aber keinen Fluor enthält. Im Dünnschliff zeigt dieser Diopsid dasselbe Aussehen, wie die Diopside im Eozoon, nur sind seine Krystalle viel größer.

Die Diopsid-Analyse stimmt sehr gut mit einer solchen von De Kalb New York ¹⁾ (II.), überein, etwas weniger genau mit der Analyse eines weißen Diopsides von Greenville (III.). Ich stelle sie in der Tabelle neben die schon erwähnte Analyse eines Serpentes von Petite Nation (IV.). Man ersieht daraus unmittelbar, daß die Umwandlung des Diopsides in Serpentin den vollständigen Abgang von CaO und von $\frac{1}{5}$ der Kieselsäure und eine starke Zufuhr von MgO verlangt.

	I	II	III	IV
Si O ₂	55.03	55.12	52.54	43.65
Al ₂ O ₃	1.57	0.40	3.06	1.46
Fe O		1.12		
Ca O	25.88	25.04	24.64	—
Mg O	18.06	18.00	19.85	41.57
H ₂ O	—	—	—	13.48
	100.54	99.68	100.09	100.16

Es ist vielfach angenommen worden, daß aller Serpentin im Eozoonkalk aus der Umwandlung von Diopsid und der stellenweise auch vorhandenen Hornblende hervorgegangen sei. Es sind aber die chemischen Vorgänge, welche dazu notwendig gewesen wären, nicht erörtert und die Quellen nicht nachgewiesen worden, welche die erforderliche große Menge von Magnesia gespendet haben könnten. Einen befriedigenden Aufschluß hierüber gibt uns die sicher gestellte ehemalige Anwesenheit eines forsteritartigen Peridotites, bei dessen Serpentinisierung MgO frei wurde, welche den Umwandlungsprodukten des Diopsides zugeführt werden und zu deren Bildung anregen konnte, indem sie sich an Stelle des CaO setzte, das als Karbonatlösung abzog. Daraus geht aber hervor, daß der Diopsid nur einen sehr kleinen Teil des Serpentes

¹⁾ Diese Analyse ist dem Handbuch der Mineralogie von Hintze entnommen.

im Eozoonkalk geliefert haben kann und daß bei Entstehung desselben jedenfalls andere chemische Umsetzungen wie bei dem Peridotserpentin stattgefunden haben. Damit erklärt sich auch, daß die Strukturen dieser beiden Serpentin-Varietäten sehr verschieden sind und es ist auch nicht unwahrscheinlich, daß kleine chemische Verschiedenheiten zwischen beiden bestehen, deren Nachweis freilich sehr schwer zu führen sein dürfte.

Daß die thermalen Gewässer auch die Kalklager angreifen und teilweise auflösen mußten, ist sicher und nur so war es möglich, daß die sogenannten Serpentinakanäle in dem Calzit sich bildeten und die Verdrängungspseudomorphosen entstanden. Allerdings hat dies zur Voraussetzung, daß die aus Peridot entstehenden Serpentinmassen eine gewisse Beweglichkeit gehabt haben, da sie sonst auf den Raum der Peridotkrystalle beschränkt geblieben wären.

Eine solche Voraussetzung ist aber selbstverständlich, wenn wir bedenken, daß der Serpentin, der an Stelle des Peridotes getreten ist, ein ungefähr um $\frac{1}{5}$ geringeres spezifisches Gewicht als sein Muttermineral hat, während in den Atomgewichten zwischen beiden nur ein ganz geringer Unterschied besteht. Es konnte somit annähernd $\frac{1}{5}$ der serpentinisierten Peridotsubstanz in dem Raume der Mutterkrystalle keinen Platz finden. Die corrodierende Wirkung der Kohlensäure, welche die Serpentinisierung verursachte, schuf aber gleichzeitig in den anstoßenden Calzitlagen Raum, in welchen der überschüssige Serpentin einwandern konnte. So entstand der mikrokörnige Serpentin (3.) als unmittelbare Folge der Peridot- und Diopsid-Serpentinbildung. Die weiter fortschreitende Corrosion des Calzites konnte aber auch in der Weise tätig sein, daß überhaupt auf der ganzen Grenze zwischen den Calzitlagen und den von ihnen eingeschlossenen Serpentinlagen Auflösung des Kalkes und damit leere Räume entstanden, die sich langsam vergrößerten und in denen sich sowohl Serpentin- als auch Kalklösungen in Form jener Chrysotil-Calzitfasergänge absetzen konnten. Das erklärt auch, weshalb diese Gangbildungen auf die Serpentinlagen beschränkt sind und in den Kalklagen selbst nicht vorkommen.

Aber damit hatte die Wirkung der thermalen Gewässer ihr Ende noch nicht erreicht. Dieselben bewirkten stellenweise Auflösung ihrer eigenen Neubildungen und Teile der Serpentinlagen mit sammt ihren Serpentin- und Calzitgängen wurden auf diese Weise ersetzt durch eine neue Serpentinbildung in der Form des Pikrolithes (4.), wie sie in Figur 2 Tafel III dargestellt ist.

Der Serpentinisierungsvorgang im Eozoonkalk war somit nicht nur ziemlich verwickelt, sondern auch von langer Dauer, so daß an jeder einzelnen

Stelle des Kalkes verschiedenartige Generationen auftreten können. Doch ist dies nicht so aufzufassen, als ob den drei unterschiedenen Generationen der Serpentinbildung auch drei bestimmte und aufeinanderfolgende Zeiträume anzuweisen wären. Wenn also z. B. die in Figur 2 dargestellte Pikrolithbildung an jener Stelle sicher die letzte Bildung war, so können doch jene anderen Pikrolithbildungen, die so häufig in den Calzitlagen eingeschaltet vorkommen, zeitlich erheblich früher oder später als jene entstanden sein. Die Serpentinisierung war eben ein nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich fortschreitender Vorgang.

Somit erscheint es also möglich, alle die dem Eozoon canadense eigenartigen und bisher noch rätselhaft gebliebenen Strukturen als die Folgen einer zwiefachen Metamorphose durch rein anorganische Vorgänge zu erklären. Gleichwohl wird dadurch die Mitwirkung organischer Tätigkeit an sich nicht ganz ausgeschlossen und es bleibt die Frage noch immer offen, ob nicht doch Versteinerungen in den Kalksteinen durch ihre lamellöse Struktur jene lamellöse Anordnung der Kontaktmineralien bedingt haben könnten. Auf eine solche Vermutung ist Dawson ja um deswillen gekommen, weil die Eozoonbänderung auf eine bestimmte Zone beschränkt zu sein scheint, außerhalb welcher zwar die Kontaktmineralien auch noch vorkommen, aber nicht in dieser gebänderten Anordnung. Um hierüber ein Urteil abgeben zu können, ist es erforderlich, das Eozoonlager an Ort und Stelle zu untersuchen. Ich habe dies 1906 getan und will nun versuchen, die Gestalt des Eozoon zu schildern.

3. Die Gestalt des Eozoon.

Dawson war lange Zeit der einzige, der auf Grund genauer Ortskenntnis über die Gestalt des Eozoon canadense Auskunft geben konnte. Seinen Anschauungen darüber hat er 1888 eine entgeltige Fassung gegeben, die er aber 1895 (Geol. Mag. IV., T. II, S. 192) noch etwas vervollständigte. Danach hätte das Skelett der einzelnen Stöcke dieses Tieres, das nach seiner Organisation mit keiner systematischen Gruppe der lebenden Tiere genau übereinstimmen, sondern nach Art eines Sammeltypus Eigenschaften der Foraminiferen, Spongien und Hydrozoen in sich vereinigt haben soll, die Form eines breiten auf die Spitze gestellten Kegels, der aber auch in rundliche oder domförmig aufgewölbte Formen übergehen konnte. Die Lamellen des Skelettes lagen horizontal und liefen somit von einer Seite des Kegels zur anderen, ohne randlich durch eine besondere Hülle oder Schale umschlossen zu sein. Die untersten Lamellen waren stets am breitesten, die obersten wurden immer schmaler und lösten sich endlich in ein Haufwerk einzelner rundlicher Kammern auf.

Die nach oben gekehrte breite Seite des Kegels trug in ihrer Mitte meist eine konkave Vertiefung. Die Größe dieser Stöcke wechselte zwischen 2,5 und 15 cm; doch waren sie seitlich oft mit einander verwachsen zu bis über 30 cm breiten Stöcken, in denen sich von oben herein, aber ohne bestimmte Regelmäßigkeit, zylindrische Röhren herabzogen, die jetzt mit anorganischem Calzit oder Serpentin ausgefüllt sind und an deren Rändern die Lamellen des Skelettes stets sich etwas herunter biegen. Dawson nimmt an, daß diese Röhren den Zweck hatten, die unteren Kammerlagen mit frischem Wasser zu versorgen und er bezeichnete sie deshalb als osculiform, obschon die Oscula der Spongien keine Einfuhrs- sondern Ausfuhrsorgane sind. Diese Eozoonstöcke sollen auf dem Boden des Meeres empor gewachsen sein, als regelmäßige Kegel, die aber da, wo der Boden scharfe Kanten oder riffartige Erhöhungen, die jetzt zu Pyroxenknollen versteinert sind, hatte, unregelmäßigere Formen annahmen. Diese somit bodenständigen Tierstöcke sollen häufig durch das Meer selbst zerstört und zerbrochen worden sein, wobei die Bruchstücke zu einem Haufwerk aufgetürmt wurden, das jetzt den acervulinen Kalkstein oder körnigen Ophicalzit bildet. Der heutige, unregelmäßige, stark gewundene, geradezu meandrische Verlauf der Eozoonbänder soll erst später infolge starker tektonischer Gesteinsfaltungen entstanden sein. Die kalkfreien größeren Knollen von Diopsid oder von Serpentin werden als Konkretionen in dem Eozoonkalkstein aufgefaßt. Die Eozoonstöcke erscheinen manchmal an solchen Knollen angeheftet oder sind sogar in ihnen eingeschlossen, ein Verhältnis, das gerade so zu deuten sein soll, wie dasjenige zwischen den Versteinerungen in jüngeren Kalksteinen und den Feuersteinen oder Hornsteinen.

Wer von diesen Vorstellungen erfüllt, den Fundplatz bei Côte St. Pierre zum ersten Male betritt und nach diesen kegelförmigen Eozoonstücken sucht, wird enttäuscht sein. So erging es nicht nur mir, sondern auch vor Jahren Bonney, wenschon er seiner Enttäuschung einen Ausdruck verliehen hat, der mehr geeignet war, Dawsons Gefühle zu schonen, als den wahren Sachverhalt in ein klares Licht zu setzen.

Wie man in Verwitterungsböden häufig Bruchstücke des darunter anstehenden Kalksteines findet, welche die Form etwa eines Fischkopfes, einer Schlange oder eines Knochens angenommen haben, so kann man gewiß auch im Waldboden von Côte St. Pierre verwitterte Bruchstücke des Eozoonkalkes entdecken, die zufällig eine mehr oder weniger kegelförmige Gestalt besitzen. Im frischen unverwitterten Gestein hingegen sucht man danach vergebens. Hat man erst irgendwo die Eozoonbänderung auf anstehenden Felsen gefunden, dann kann man ihr weit nachgehen, ohne daß sie ein Ende nimmt, es wäre

denn, daß die Felsoberfläche unter dem Waldboden verschwindet. Freilich ist der Verlauf dieser Bänderung ein sehr unregelmäßiger, hin- und hergewundener und vielfach verschlungener, so daß man ihm folgend, im voraus nicht wissen kann, wohin er führt. Es gibt eben keine Begrenzung für das Eozoon und deshalb lassen sich auch keine Stöcke desselben herauslösen in der Weise, wie dies bei echten Versteinerungen möglich ist. Wäre es gleichwohl eine wirkliche Versteinerung, dann müßte es ein Tier von unglaublicher Länge gewesen sein, das mit seinem schmalen Körper — denn die Breite der Bänderung beträgt meist nur einige Centimeter — die seltsamsten Verbiegungen und Verrenkungen vornehmen konnte. Anstatt davon eine Abbildung zu geben, hat sich Dawson immer nur darauf beschränkt, einzelne Bruchstücke abzubilden und so kam es, daß wir erst im Jahre 1895 eine Zeichnung des Ganzen erhielten, die Bonney allerdings schon im Jahre 1884 an Ort und Stelle entworfen aber erst neun Jahre später veröffentlicht hat. Sie ist recht gut gelungen, wensschon wegen der Verkleinerung auf $\frac{1}{12}$ natürlicher Größe manche wichtige Einzelheiten weggelassen und vieles in allzu schematischer Weise zusammengezogen werden mußte. Bonney unterschied 1. die knolligen Kerne von hellem Diopsid oder hellgrünem Serpentin, 2. das dunkle, die Kerne umsäumende bis zu 13 mm breite Serpentinband und 3. die darüber folgenden Kalk- und Serpentinbänder des eigentlichen Eozoons, die zusammen eine Breite von 25—50 mm haben und die Kerne wie eine „Aureole“ umgeben. Er gibt an, daß die untersten dieser Bänder oft etwas dicker und unregelmäßiger wie die oberen sind, die zuweilen rasch aber nicht immer mit scharfen Grenzen in den gewöhnlichen krystallinen Kalkstein übergehen, der viele dunkle Serpentin Körner enthält und manchmal eine recht deutliche an Schichtung erinnernde Anordnung zeige.

Im Allgemeinen stimmt diese Beschreibung mit meinen Beobachtungen überein. Im einzelnen jedoch ist manches zu ergänzen. Die Diopsidkerne haben eine äußerst unregelmäßige Form, die mit der Bezeichnung „knollig“ nicht genügend charakterisiert wird, wie ein Blick auf Tafel IV Fig. 2 und 3 lehrt. An der Oberfläche der Felsen kann es allerdings so erscheinen, als ob die Kerne nur isolierte Knollen im Kalkstein bildeten, aber in Wirklichkeit hängen sie mit anderen knolligen Anschwellungen entweder unmittelbar zusammen oder legen sich doch so nahe an dieselben heran, daß sie zusammen unregelmäßig verzweigte perlschnurartige Reihen im Gestein bilden. Sie bestehen nicht ausschließlich aus Diopsid, noch weniger ausschließlich aus Serpentin, sondern dem stark vorherrschenden Diopsidaggregat ist Serpentin stets, aber in wechselnden Mengen und in schlierigen Partien beigemischt. Gegen

außen jedoch gewinnt er rasch und plötzlich die Oberhand über den Diopsid, so daß das Bild eines grünen Serpentinbandes entsteht, das aber in Wirklichkeit stets noch Diopsidkrystalle mit einschließt. Die Grenze dieses dunklen Bandes gegen den hellen Kern erscheint dem Auge oft schärfer als sie wirklich ist. Bei genauem Zusehen erkennt man, daß von dem Bande zahlreiche Serpentinsehnüre sich in den Diopsidkern hereinziehen, so daß das Band mit letzterem wie verwurzelt erscheint. Die Breite desselben wechselt zwischen 0 und 3 cm, denn an manchen Stellen keilt es sich aus und verschwindet auf kurze Strecken auch ganz. Umgekehrt aber kommt es auch vor, daß der Diopsidkern zwischen diesen Bändern sich auskeilt, so daß dann zwei Bänder direkt auf einander zu liegen kommen, worauf Bonney bereits hingewiesen hat. Doch ist in manchen Fällen dieses Fehlen des Kernes nur scheinbar und hängt mit der tangentialen Lage des Felsoberflächenschnittes zusammen, die den Kern just nicht mehr getroffen hat. Man faßt dieses äußere Band wohl besser als eine Randfacies der Diopsidkerne auf, als daß man es als eine besondere Bildung davon abtrennt. Beiden gemeinsam ist das Fehlen von Calzit, der sich höchstens spurenhafte darin einstellt, besonders nahe dem Rande. Die Angaben von Bonney, daß die eigentliche Eozoonstruktur sich wie eine Aureole um den Kern legt, ist zutreffend, bedarf aber des Zusatzes, daß die Aureolen ebenso vielgestaltig wie die Kerne sind und daß sie in ihrer Breite sehr stark wechseln, manchmal sogar auf 0 herabsinken, dafür aber an anderen Stellen bis auf 12 cm anschwellen können, während sie durchschnittlich nur wenige Centimeter messen. Das Charakteristische dieser Eozoonbänderung besteht in dem Wechsel von Karbonat- und Silikatlagen, wobei die ersteren jedoch stets auch etwas Silikatmineralien und die letzteren Calzitkrystalle einschließen. Auch ist die Bänderung keine regelmäßige und absolute. Ihre wechselnde Form ist so oft schon abgebildet und beschrieben worden, daß es unnötig erscheint, dies nochmals zu tun; doch muß hervorgehoben werden, daß wenn auch Dawson im allgemeinen wohl mit seiner Behauptung Recht hatte, daß die Bänder nach außen an Breite abnehmen, es doch Ausnahmen gibt und manchesmal zu äußerst wieder eine Breitenzunahme eintritt. Auch die Unterbrechung der Bänder, längs senkrecht zu ihnen verlaufenden länglichen Streifen, die er als osculiform bezeichnete, ist richtig von ihm beobachtet, wenn auch falsch gedeutet worden. Bonney hat den Übergang der Eozoonstruktur in die des Opicalzites als einen raschen, die Grenze aber als eine nicht immer scharfe bezeichnet. Dazu wäre zu bemerken, daß eigentlich nirgends eine scharfe Grenze besteht, denn der Versuch, diese Grenze etwa mit einer bestimmten Bleistiftlinie anzugeben, hat sich mir stets als unausführbar

herausgestellt, und selbst da, wo die eozoonale Bänderung bereits verschwunden zu sein scheint, taucht sie, wenn auch nur in Spuren, da und dort wieder auf oder macht sich in verschwommener Form im ganzen Ophicalzit bemerkbar, wie dies auch Bonney erwähnt hat und entsprechend seiner Auffassung der achäischen krystallinen Gesteine als eine ursprüngliche Schichtung zu deuten versuchte.

Es ist wohl richtig, daß der Ophicalzit aus einem körnigen Aggregat, hauptsächlich von Calzit, Serpentin, Diopsid und Glimmer besteht, aber dasselbe ist keineswegs gleichmäßig entwickelt. An Serpentin reichere, meist durch hellgelbe bis grüne Farben ausgezeichnete Partien liegen unregelmäßig begrenzt in hellerer und kalkreicherer Umgebung von wechselnder Korngröße. Das ist überhaupt die Vorstellung, die man von dem ganzen Eozoonkalk gewinnt und die besonders deutlich auf den polierten Schnittflächen des von mir heimgebrachten Blockes hervortritt, als wären alle mineralischen Bestandteile aus langsamer Bewegung plötzlich erstarrt. Die angeschliffenen Flächen sehen deshalb aus wie Momentaufnahmen, durch welche der Bewegungsvorgang jährlings fixiert wurde.

Nicht immer freilich zeigt das Eozoon die eben beschriebene Formentwicklung. Oft liegen nur einige Bänder im Ophicalzit, die Dawson teils als imperfekte Eozoen, teils als Bruchstücke bezeichnete. Er ging dabei stets von der Voraussetzung aus, daß Eozoon ein Organismus war, der entweder schon während der Sedimentbildung zerstört und in Bruchstücken in das Sediment eingebettet wurde oder der nach vollständiger Einbettung nur teilweise versteinerte. Die ganzen und zerbrochenen und die zu Kolonien vereinigten Stöcke aber sollten auf eine nur wenig mächtige Schichtlage beschränkt sein. So hat er es auch in einem geologischen Profil eingezeichnet, das übrigens auch sonst in mancher Beziehung den Tatsachen nicht entspricht. Ich habe mich von der Richtigkeit dieser Angaben nicht überzeugen können. Die Feststellung einer bestimmten Eozoonbank ist schon um deswillen unmöglich, weil eine richtige, der Schichtung entsprechende Bankung gar nicht zu sehen ist. Es läßt sich nicht beweisen, daß die Eozoonstruktur getrennter Aufschlüsse stets dem gleichen stratigraphischen Horizont angehört. Mit Dawsons diesbezüglicher Angabe stimmen auch die Aufschlüsse, die Fisher seinerzeit durch grabenartige Schurfe gemacht und über die Dawson selbst berichtet hat,¹⁾ nicht überein. Er hat Eozoon in einem Kalkstreifen von 13 m Breite angetroffen und weiterhin gegen das „Liegende“, das heißt

¹⁾ Quat. Journ., Bd. 32, S. 67, 1876, und l. c. S. 9, 1888.

gegen den Gabbro zu, nochmals im Kalkstein unvollkommene Eozoen angetroffen. Die genaue Lage dieser Schurfe ist leider nicht angegeben, aber aus der Größe ihrer Entfernung von den Gabbro ergibt sich, daß sie ungefähr auf dem Grundstücke von G. Lavigne gelegen sein müssen, da nur dort der Gabbro so nahe an die Eozoonzone herankommt. Auch in dem Kalkhügel östlich der Straße von Côte St. Pierre kommt Eozoon vor, wenn auch nicht so häufig und so vollkommen entwickelt wie im Westen. Daß es aber dort nur in einer bestimmten Bank vorkäme und daß dies dieselbe Bank wäre, wie im Westen, ist weder nachweisbar, noch wahrscheinlich. Der Unterschied zwischen vollkommenen und unvollkommenen Eozoen scheint mir darin zu bestehen, daß bei ersteren die Bänderung stets aureolenartig um einen nicht gebänderten Silikatkern gruppiert ist. Da hingegen, wo mitten im Opicalzit die Serpentin Körner sich zu mehreren Streifen anordnen, die aber nur kurz aushalten und bald wieder in der unregelmäßig körnigen Struktur des umgebenden Gesteines verschwinden, kann man wohl von einer unvollkommenen Eozoonbildung sprechen, aber es fehlen die Beweise vollständig, daß dies Bruchstücke von Eozoonstöcken wären. Man sieht auch auf der Oberseite sog. vollkommener Stöcke nicht selten einzelne Bänder aus der Aureole sich lösen und quer in den Opicalzit vordringen, aber daß dies abgerissene und nur noch mit einem Ende an dem Stocke hängen gebliebene Lamellen seien, ist sehr unwahrscheinlich.

4. Die Bänderstruktur des Eozoon im Vergleich mit der von Cryptozoon.

Daß die Silikatminerale im Eozoonkalk durch Kontaktmetamorphose entstanden sind, kann nicht länger bezweifelt werden, ebenso daß die lagenweise Anordnung solcher Mineralien in kontaktmetamorphen Kalksteinen auch anderwärts und besonders schön in gewissen Kalkauswürflingen des Mt. Somma vorkommen. Warum aber diese Bänderung verhältnismäßig so selten ist und in den meisten kontaktmetamorphen Kalksteinen fehlt, sowie welche besonderen Verhältnisse vorliegen müssen, damit sie zustande kommen kann, darüber wissen wir sehr wenig und die bisher gemachten Erklärungsversuche können nur den Wert von Vermutungen beanspruchen. Schon die Voraussetzungen über die Herkunft der chemischen Stoffe in den Kontaktmineralien, die gemacht werden müssen, ehe man an die Erklärung der lagenhaften Anordnung dieser Mineralien gehen kann, sind unsicher. Wieviel und welche Stoffe hat das Sedimentgestein von dem Gabbrostocke zugeführt erhalten? Die Antwort darauf wäre verhältnismäßig leicht, wenn man die chemische

Zusammensetzung des Sedimentgesteines vor Eintritt der Kontaktmetamorphose kennen würde. Das ist aber nicht der Fall, denn so weit wir sie kennen, sind die Grenvillekalke im östlichen Canada alle schon stark metamorphosiert, wenn auch in anderer Weise als hier bei Côte St. Pierre. Eingehende Untersuchungen über die verschiedenen Arten dieser Umwandlungen liegen allerdings nicht vor. Aus eigener Anschauung kenne ich nur die Grenvillekalke zwischen Papineauville und dem Eozoonfundplatz, wo sie (s. das Kärtchen) unmittelbar an den Ophicalzit anstoßen. Stansfield bezeichnet sie „als den normalen Kalkstein“, in dem neben den grobkörnigen Karbonaten Glimmerblätter den auffälligsten Bestandteil bilden. Das stimmt mit meinen Beobachtungen überein. Nur möchte ich diese Ausbildung nicht als eine normale, sondern als die Facies der granitischen Kontaktmetamorphose bezeichnen.

Es ist nicht unmöglich, daß in dem Grenvillekalkstein ursprünglich schon Magnesia in wechselnder Menge vorkam. Man kann dafür als Begründung anführen, daß auch heute noch etwas, wenn auch wenig Dolomit in dem Eozoonkalk vorhanden ist, und daß an anderen Stellen dieser Marmor als Dolomit beschrieben worden ist. Weiter im Westen Nordamerikas kommen in den algonkischen Schichten nicht selten Kalklager vor und sie sind viel weniger umgewandelt, wie im Westen. Sie gehen aber häufig in echte Dolomite oder in stark kieselige Kalksteine und Dolomite über, so daß man, wenn schon die Gleichalterigkeit dieser mit den Grenvillekalksteinen im Osten nicht festgestellt ist, bei Côte St. Pierre doch mit jenen verschiedenen Möglichkeiten rechnen muß. Enthielt das dortige Kalklager nur wenig oder gar keine Magnesia und Kieselsäure, dann muß der heutige Gehalt an diesen Stoffen ganz oder doch zum größten Teil von dem Gabbro aus eingewandert sein, was an sich wohl denkbar ist, da dieser Gabbro nach der von Osann (l. c. S. 62) mitgeteilten und von Dittrich gemachten Analyse folgende Zusammensetzung hat.

SiO ₂	52.19
TiO ₂	0.72
Al ₂ O ₃	14.52
Fe ₂ O ₃	3.19
FeO	6.21
MgO	6.57
CaO	8.88
Na ₂ O	3.65
K ₂ O	1.53

P_2O_5	1.43
H_2O	0.53
CO_2	0.66
	100.08

Wenn hingegen ein magnesiumreicher Dolomit vorlag, dann war für die Bildung des Diopsides und Peridotites eine Magnesiumzufuhr insofern nicht erforderlich, als dieselbe dem sich zu Kalkmarmor umwandelnden, also dedolomitisierenden Dolomit unmittelbar entnommen werden konnte. Ob jedoch diese Mengen von Magnesia ausreichen konnten, um die vielen Magnesiumsilikate in dem Ophicalzit zu erzeugen, ist eine noch offene Frage, da quantitative Bestimmungen nach dieser Richtung hin nicht vorliegen und auch schwer zu machen wären wegen der großen Unbeständigkeit in der mineralischen Zusammensetzung des ganzen Lagers.

Auch über die Herkunft der Kieselsäure besteht keine volle Sicherheit, wensschon man meistens geneigt ist, dieselbe von dem Gabbromagna abzuleiten. Wäre jedoch das ursprüngliche Sedimentgestein ein Kieseldolomit gewesen, dann könnte sein Kieselgehalt zur Bildung der Silikatminerale beigetragen haben, so daß eine Einwanderung nur in geringem Maße oder gar nicht vonnöten war.

Je nachdem die eine oder andere dieser Voraussetzungen zutrifft, haben wir uns auch die Umwandlungsvorgänge verschieden vorzustellen und nur ein Vorgang muß in jedem Falle eingetreten sein, nämlich die völlige Umgruppierung der ursprünglichen Mineralbestände zu neuen chemischen Verbindungen, aus deren heißen Lösungen oder Schmelzen dann die neuen Mineralien auskristallisierten. Vorher waren Bewegungen in den gelösten Massen unausbleiblich. Inwieweit dabei mehr Injektions-, Konvektions- oder Diffusionsströmungen tätig waren, läßt sich zur Zeit nicht beurteilen. Der Versuch Liesegangs, die eozoonale Bänderung auf Diffusion mit rhythmischen Fällungen zurückzuführen, dem sich neuerdings auch Linck¹⁾ anschließt, hat etwas Bestechendes; aber es bleibt dabei vieles noch unklar. Vor allem ist zu beachten, daß sich die Ausführungen beider Autoren nicht auf das Eozoon canadense, sondern auf das sogenannte Eozoon von Hopunwaara in Finnland und auf das des bayer. Waldes beziehen. Diese unterscheiden sich aber in so vielen Punkten von dem canadischen Eozoon, daß eine Übertragung der bei jenen gewonnenen Ergebnissen auf dieses nicht ohne weiteres statthaft ist. Liesegangs Annahme, daß die Eozoonstruktur erst während der Serpen-

¹⁾ Chemie der Erde, 1914, Bd. I, S. 8.

tinisierung entstanden sei, muß für das canadische Eozoon auf das Entschiedenste abgelehnt werden. Seiner Annahme einer zentripetalen Diffusion der Kieselsäure, die auf die Tatsache gegründet ist, daß die Bänder gegen das Zentrum breiter werden und weiter auseinanderrücken, hat Linck noch die einer zentrifugalen der Magnesia hinzugefügt. Aber diese Annahme läßt sich in unserem Falle nicht aufrecht erhalten, weil der Kern aus einem Kalk-Magnesiasilikat besteht, das man sich wohl aus einem normalen Dolomit durch Zufuhr von SiO_2 entstanden denken kann, wobei jedoch der ganze Magnesiumgehalt aufgebraucht worden sein müßte, so daß keine Magnesia nach außen abdiffundieren und den Peridotbändern die nötige MgO liefern konnte. Diese mußte also von außen her kommen, was eine zentripetale Diffusion voraussetzt, die auch bei einem sich dedolomitisierenden Dolomit der Umgebung leicht möglich erscheint.

Auch über die Herkunft der Kieselsäure bestehen große Zweifel. Liesegang meint, sie könne wohl schon in dem ursprünglichen Dolomit vorhanden gewesen sein, doch verhält er sich einer Zuwanderung aus dem Eruptivherd nicht ganz ablehnend, während Osann, Stansfield u. a. letzteres unbedenklich annahmen. Für den Ophicalzit bei Côte St. Pierre ist es charakteristisch, daß größere Teile desselben fast ganz aus einem Magnesium-Kalksilikat bestehen, während andere ein Gemenge von Silikat- und Karbonatmineralien darstellen. Die Kieselsäure ist also nicht gleichmässig verteilt und die Zufuhr muß da eine größere gewesen sein, wo die Karbonate ganz verschwunden sind. Ohne Zweifel stellen die Diopsidfelspartien in dem Ophicalzit und die Diopsidkerne in dem Eozoon Stellen größter Kieselsäurezufuhr dar, und da die Eozoonkerne, wie wir gesehen haben, nicht isoliert sind, sondern unter einander und wahrscheinlich auch mit den größeren Diopsidfelspartien in Zusammenhang stehen, so wäre es recht wohl möglich, daß gerade sie die bevorzugten Zufuhrwege der Kieselsäurelösungen darstellen, die von dem Gabbro weg in das ursprüngliche Karbonatgestein führten. Sie konnten auch nicht etwa durch die Bildung des Diopsides für weiteren Nachschub verstopft werden, denn ein Nachdiffundieren von Kieselsäure blieb immer möglich, die dann weiterhin von den Diopsidkernen zentrifugal in den Dolomit hinein diffundierte, wo ihr in zentripetaler Richtung MgO entgegendiffundieren konnte. Hiermit wären die Bedingungen zur Bildung kalkfreier Magnesiumsilikate (Peridot) gegeben gewesen, die sich bald und vielleicht infolge rhythmischer Fällung in Form der Eozoonbänder, bald in mehr schlierenartiger Weise anordneten. Damit würde sich auch ganz von selbst erklären, weshalb der Diopsidgehalt im Eozoon nach außen immer mehr und mehr abnimmt und durch Peridot bzw. Serpentin ersetzt wird.

Dies scheint mir unter den vorhandenen diejenige Erklärung zu sein, die den beobachteten Tatsachen am meisten gerecht wird, doch erkenne ich nicht, daß es sich dabei nur um eine Hypothese handelt, die sofort in sich zusammenfiel, wenn z. B. der Nachweis geführt werden könnte, daß die Kieselsäure nicht magmatischen Ursprungs ist, sondern vorher schon im Dolomit in Form von Kieselknollen oder Kieselbändern vorhanden war und nur durch die Kontakthitze in Lösung gebracht, sich mit dem Kalk und der Magnesia ihrer Umgebung verband. Ohne Zweifel würde dann die Form der primären Verteilung des SiO_2 auf die der daraus entstehenden Silikatminerale einen bestimmenden Einfluß ausgeübt haben, und so wäre es möglich, daß die eozoonale Bänderung schon in der Anlage vorhanden war, lange bevor die Kontaktmetamorphose eintrat.

Eine solche Betrachtungsweise wird es wohl gewesen sein, die Walcott bestimmt hat, an der organischen Natur des Eozoon festzuhalten und für seinen Hinweis auf einen cryptozoonartigen Organismus mag der Umstand maßgebend gewesen sein, daß gerade bei Cryptozoon zwischen den kalkigen Cönostlagen des Tieres kieselige Sandlagen eingelagert vorkommen, die sich unter dem Einfluß der Kontakthitze und von hinzudiffundierendem CaO und MgO allenfalls zu Diopsid und Peridot umwandeln konnten. Wir haben somit zu untersuchen, ob die Eozoonstruktur mit derjenigen von Cryptozoon wirklich so viel Ähnlichkeit hat, um die Vermutung Walcotts berechtigt erscheinen zu lassen.

Bei diesem Vergleiche müssen wir davon ausgehen, daß die Kalklamellen des Eozoon den Cönostlamellen bei Cryptozoon entsprechen sollen und wenn erstere auch, wie wir bereits festgestellt haben, keine Cönosarkröhren zeigen und die sogenannten Eozoonkanäle rein anorganischen Ursprungs sind, so kann uns dies doch nicht von dem Versuche eines Vergleiches zurückschrecken, weil ja bei der tatsächlich eingetretenen und durchgreifenden Metamorphose des ganzen Gesteines diese feineren Strukturen unmöglich erhalten geblieben sein können. Sind sie ja doch auch bei Cryptozoon durch den viel einfacheren Dolomitierungsprozeß überall da verschwunden, wo dieser eingetreten ist. Auch bräuchten die Umrisse der kieseligen Lamellen nicht genau die Form wie bei Cryptozoon zu zeigen, weil sie, wenn die Sandlagen wirklich in Diopsid, Peridot und Glimmer umgewandelt wurden, sicherlich Formveränderungen durchgemacht haben müßten. Nur ihre ursprüngliche Anordnung in dem Stocke und ihr Verhältnis zu den Kalklamellen konnten dabei keine wesentliche Umformung erfahren. Was dann weiter die Silikatminerale betrifft, welche vereinzelt, aber durchaus nicht selten bei Eozoon in den Kalklamellen eingeschlossen vorkommen, so könnte auch für sie bei Cryptozoon in den Sand-

körnern, die vielfach im Cönost selbst eingeschlossen liegen, ein Analogon vermutet werden. Ein Vergleich der Fig. 1 Taf. III mit Fig. 2 u. 3 Taf. I lehrt uns nun zwar, daß die Lamellenstrukturen bei Eozoon und Cryptozoon keineswegs sehr viel Ähnlichkeit haben und daß das Eozootier jedenfalls eine von dem Cryptozootier erheblich verschiedene Wachstum gehabt haben müßte, aber immerhin könnte dies auf die generische Verschiedenheit beider Organismen geschoben werden. Schwieriger wird es hingegen, diesen Vergleich aufrecht zu erhalten, sobald man von der Betrachtung einzelner Bruchstücke zu der des gesamten Fossils übergeht. Cryptozoon bildet stets wohlbegrenzte, von seiner Umgebung scharf abgegrenzte Stöcke von geringer Ausdehnung. Sie wachsen von bestimmten Stellen des Meeresbodens aus in die Höhe und Breite und ihr Wachstum war stets ein beschränktes. Eozoon hingegen gruppiert sich immer um einzelne fremde Kerne, die es allseitig umhüllt, so daß, wo solche Kerne mit anderen benachbarten dicht zusammengedrängt oder ganz zusammenhängend sind, das Eozoon alle diese Kerne gemeinsam umsponnen hat. Darin besteht zwar scheinbar eine gewisse Ähnlichkeit mit Spongiostroma, das ebenfalls einen oder mehrere Fremdkörper „aureolenartig“ umschließt, aber in Wirklichkeit sind diese Fremdkörper bei Spongiostroma immer sehr klein, entweder Bruchstücke von Korallenstöcken oder einzelne Muschelschalen oder Echinodermenglieder, so daß die tierische Inkrustation im ganzen stets klein und beweglich blieb. Das ist eine biologisch leicht verständliche Eigenschaft, die wir bei allen knolligen Tier- und Pflanzenkolonien wiederkehren sehen. Andernfalls wäre das periphere Wachstum derselben unmöglich. Die Eozoonkerne hingegen sind viel zu groß und schwer, um eine allseitige Inkrustation durch eine Tierkolonie zu gestatten. Ein drittel Meter große Kerne sind nicht selten und manche erreichen noch viel erheblichere Größen. Ein einseitiges Wachstum nach oben und nach den Seiten wäre da wohl möglich, nicht aber ein gleichzeitiges auch nach unten. Für Eozoon ist aber gerade die allseitige Entwicklung der Bänder rings um die Kerne die Regel, von der bis jetzt eine Ausnahme noch gar nicht beobachtet worden zu sein scheint. Diese Tatsache allein schon genügt, um dem Biologen die organische Natur des Eozoon äußerst verdächtig zu machen. Dazu kommt dann noch weiter, daß die Bänder in der Regel nach der Peripherie der Stöcke schmaler werden. Das Gegenteil wäre verständlicher, wenn auch nicht gerade erforderlich, aber daß außerdem nicht nur die Kalkbänder, sondern auch die Serpentinbänder, also im Sinne eines Vergleiches mit Cryptozoon, sowohl die Cönostlagen als auch die Sandeinlagerungen an Dicke nach außen abnehmen, ist biologisch ganz unverständlich und bleibt es erst recht auch dann, wenn man etwa zur alten Erklärung

Carpenters seine Zuflucht nehmen und in den Serpentinlagen Ausfüllungen von Foraminiferenkammern sehen wollte.

Wir kommen somit zu dem Schlusse, daß der Gesamthabitus des Eozoons keinen Vergleich, weder mit lebenden noch mit ausgestorbenen Organismen, zuläßt. Da aber dasselbe auch für die innere Struktur, wie wir bei Betrachtung der Kanäle gesehen haben, gilt, so fehlt ein Tertium comparationis überhaupt.

5. Zusammenfassung.

Das Eozoon canadense kommt in Kalkgesteinen der Grenvilleschichten vor, die zweifellos ein vorsilurisches Alter haben, von denen wir aber nicht sicher wissen, ob sie cambrisch oder präcambrisch sind. Diese Grenvillekalksteine sind aller Orten in Marmor umgewandelt, der reich an Magnesiaglimmer ist. Er war unsprünglich wahrscheinlich ein dolomitischer Kalkstein; doch ist über die Größe und Beständigkeit der Magnesiabeimengung, sowie über einen etwaigen ursprünglichen Kieselgehalt nichts bekannt.

Bei Côte St. Pierre verschwindet dieser Magnesiaglimmer da, wo das Eozoon auftritt und statt dessen stellen sich Diopsid, Peridot-Serpentin, ein heller paragonitartiger Glimmer, sowie einige andere Silikatminerale und Apatit ein, als Folge einer von dem anstoßenden Gabbrostocke ausgehenden Kontaktmetamorphose. Inwieweit diese Kontaktminerale durch Stoffzuführung von seiten des Gabbros oder durch Umlagerung von vorher schon in dem Kalkstein vorhandenen Stoffen entstanden sind, ist mit Sicherheit nicht festzustellen, doch muß jedenfalls die Wärmezunahme während der Metamorphose die Schmelztemperatur der Karbonate überschritten haben. Bei abnehmender Wärme krystallisierten erst die Silikate und später der Calzit, sowie der Dolomit zum Teil in mikropegmatitischer Verwachsung mit Calzit aus. Letzterer schloß zahlreiche Gasbläschen, wahrscheinlich von freier Kohlensäure in winzigen Hohlräumen ein, die dem Kalk bei durchfallendem Lichte eine eigenartige Trübung verleihen. Sei es infolge einer schon ursprünglich vorhandenen ungleichmäßigen Verteilung der chemischen Substanzen, sei es infolge örtlich gesteigerter Zufuhr von neuen Stoffen, insbesondere von Kieselsäure, hat der Marmor eine sehr wechselnde Zusammensetzung erhalten. Nur stellenweise besteht er fast ganz aus Diopsid, zumeist aber liegen Krystalle von serpentiniertem Peridot, Glimmer und Diopsid mit Calzit wirr durcheinander und bilden entweder einen gleichmäßig körnigen Ophicalzit oder aber die Korngröße wechselt ebenso wie die Anteilnahme der genannten Mineralien entweder ganz regellos oder so, daß eine schlierenartige Struktur entsteht. Am

auffälligsten ist die bänderartige Gruppierung der Mineralien, wobei Lagen von vorherrschendem Calzit und solche von vorherrschendem Serpentin oder Diopsid und Serpentin mit einander abwechseln. Solche Bänderung stellt sich um mehr oder minder große Kerne von Diopsid ein, beginnt gewöhnlich mit einem breiten dunklen serpentinreichen Band, der Randfacies der Kerne, und dann folgt eine mehr oder minder große Anzahl von Bändern, die mit abnehmender Breite nach außen die Kerne aureolenartig umgeben und sich von einem Kerne zu dem andern hinüber fortsetzen mit so wenig Unterbrechungen, daß sie von einigen Autoren sogar für die ursprünglich horizontale Schichtung des Sedimentes genommen worden sind, die später erst infolge von Gebirgsfaltung so stark verbogen und aufgerichtet wurde. Eine vollkommen einwandfreie Erklärung ihrer Entstehung ist zwar noch nicht gefunden, aber es erscheint recht wahrscheinlich, daß sie durch das Zusammenwirken einer zentrifugalen Diffusionsströmung der Kieselsäure von den Kernregionen aus und einer zentripetalen der Magnesia von der dolomitischen Umgebung her erzeugt worden ist.

Erst nachdem das Kalklager die Gestalt eines Marmors angenommen hatte und die Wärme stark gesunken war, trat wahrscheinlich infolge thermaler Vorgänge die Serpentinisierung des Peridotites ein, durch welche auch der Diopsid teilweise ergriffen und der anstoßende Calcit pseudomorphisiert wurde. Zugleich drang dabei der Serpentin auf Spalten und Rissen in Form verzweigter blattartiger Kanäle in den Kalk ein.

Mit organischer hat die eozonale Struktur nichts gemeinsam und die Versuche, das Eozoon canadense als älteste Versteinerung unserer Erde zu retten, sind als aussichtslos aufzugeben.

III. Die „archaischen“ Versteinerungen vom Steeprock-lake in Canada.

1. Die geologischen Verhältnisse.

In der Einsamkeit der canadischen Wälder lag der merkwürdig gestaltete Steeprocksee lange verborgen. Er wurde geologisch erst vor 25 Jahren von Henry Lloyd Smyth¹⁾ entdeckt und beschrieben.

Smyth unterschied unter den Gesteinen, in denen der See eingebettet liegt, das granitische Grundgebirg als ältestes, auf welches neun wohl unterscheidbare jüngere Gesteinshorizonte folgen, nämlich: 1. ein basales Konglomerat, 20—30' mächtig, 2. den unteren Kalkstein (500—700'), 3. die eisenführende

¹⁾ The Structural Geology of Steeprock Lake, Ontario. Am. Journ. Sci., 3rd Series, Vol. 42, 1891, pp. 317—331.

Formation (bis 600'), 4. eine Trappeinlagerung (bis 1000'), 5. kalkhaltigen Schiefer (600'), 6. ein oberes Konglomerat (bis 100'), 7. Grünstein (bis 14000'), nach oben in Agglomerate übergehend, 8. graue Tonschiefer. Diese ganze Reihe nannte er die Steeprockserie, zum Unterschied von einer anderen, im Süden liegenden, der Aticokan-Serie, die aus jüngeren Graniten, Porphyren und Hornblendefelsen bestehen soll. Über die Stellung dieser zwei Serien im stratigraphischen System hat er sich nicht geäußert.

Daraufhin erhielt dieser See von Zeit zu Zeit den Besuch von Geologen, die die Steeprockserie in das stratigraphische System einzureihen versuchten. W. H. C. Smyth¹⁾ erklärte sie 1893 für jünger als Keewatin, Colman²⁾ 1897 und Mac Innes 1899 reihten sie noch in das Keewatin selbst ein, während Van Hise und Leith³⁾ sie 1911 ins untere Huron stellten.

A. C. Lawson widmete dieser Gegend 1911 einige Tage und überzeugte sich dabei von der Existenz einer besonderen achäischen Schichtserie, die diskordant auf dem älteren Granit liegt. Aber er gliedert dieselbe anders als Smyth, indem er nur vier Horizonte unterscheidet, nämlich: 1. das basale Konglomerat, 2. den Kalkstein, 3. vulkanische Asche und 4. an Quarzsand reiche Grünschiefer mit eingelagerten Diabasen. 5 und 6 bei Smyth sollen infolge muldenförmiger Lagerung der Schichten nur eine Wiederholung von 1 und 2, aber in umgekehrter Reihenfolge, sein. 7 trennt er von der Steeprock-Serie ganz ab und stellt sie ins Keewatin, während 8 gar nicht vorhanden sei. Ebenso rechnet er auch die Atikokan-Serie von Smyth zum Keewatin, in dem somit die Schichten der jüngeren Steeprock-Serie in Form einer etwas komplizierten Mulde eingefaltet liegen sollen. Für den internationalen Geologenkongreß in Toronto hat dann W. L. Uglow 1913 im Guide-book Nr. 8 auf S. 46—53 eine kurze Beschreibung der Umgebung des Sees mit Beilage eines geologischen Kärtchens im Maßstabe 1:77000 gegeben. Er vertrat dabei die Auffassung Lawsons. Auf der Karte werden innerhalb der Steeprock-Serie eine untere Abteilung, das basale Konglomerat und der Kalkstein und eine obere Abteilung, die vulkanische Asche und der Grünschiefer mit seinen Diabas-Dioritlagen ausgeschieden und beide Abteilungen ins untere Huron gestellt. Ein Autor ist für die Karte nicht angegeben. Nach Angaben, die mir in Atikokan gemacht worden sind, haben eine Anzahl Studenten sich längere Zeit, in Zelten kampierend, am See aufgehalten und dabei die geo-

¹⁾ Bull. Geol. Soc. Am. Vol. IV, 1893.

²⁾ Bull. Geol. Soc. Am. Vol. IX, 1897.

³⁾ The Geology of the Lake Superior Region. U. S. G. S. Mon. LII, 1911.

logische Kartierung durchgeführt, die sich im wesentlichen auf die Ufer des Sees und die Eisenbahnstrecke der Canadian Northern Railway beschränkt.

Alle diese Versuche, die Gesteine jener Gegend chronologisch zu klassifizieren, gründeten sich ausschließlich auf deren petrographische Beschaffenheit und Lagerungsverhältnisse. Sie führten dabei zu Ergebnissen, die nicht stark auseinander weichen, denn die einen versetzten die Steeprock-Serie ins Keewatin, die anderen in das nächst jüngere untere Huron. Durch den Fund von Versteinerungen im Kalkstein, den Lawson machte, war es dann aber Walcott möglich, eine paläontologische Altersbestimmung zu versuchen. Er kam dabei zu dem merkwürdigen Ergebnis (im Anhang zu Lawsons Arbeit 1912, S. 17), daß er geneigt wäre, Atikokania, unter welchem Namen er die Versteinerungen beschrieb, als ein untercambrisches Genus zu betrachten, wenn nicht die stratigraphische Stellung der Schichten als eine archaische so sicher bestimmt wäre. Es hatte sich somit zwischen den Ergebnissen der zweierlei Bestimmungsarten ein noch ungelöster Widerspruch ergeben, der mich zu einem Besuch dieser Gegend anreizte.

Am 16. August 1913 kam ich mit der internationalen geologischen Exkursion C 1 mittags in Atikokan an und alsbald gingen wir unter Führung von Adams, Lawson und Uglow in nördlicher Richtung auf einem Waldpfad zum See, der in 1½ Stunden erreicht wurde. Boote führten uns von dort am Jackpine Point vorbei zum basalen Konglomerat, welches nach Lawson die Grenze zwischen den westlichen Keewatinschiefern und dem östlichen Steeprockkalkstein bildet. Dann fuhren wir zum Ostufer der East Bay hinüber, um die Kalkfelsen und deren Versteinerungen bei Point 1 und 2 und am Trueman Point zu studieren. Die Rückfahrt gestattete wegen vorgerückter Zeit keine weiteren Beobachtungen. Während am Abend die Kongreßmitglieder weiter fuhren, blieb ich noch zwei Tage da und konnte so in Begleitung des Prospektors Rogers auch noch verschiedene andere Stellen des Seeufers untersuchen und insbesondere eine größere Menge der fraglichen Versteinerungen sammeln.

Im allgemeinen fand ich die Angaben der geologischen Karte zutreffend und lernte auch verstehen, weshalb die Eintragungen auf derselben sich auf die Nähe des Seeufers beschränken. Sobald man sich nämlich vom Ufer landeinwärts begibt, verschwinden die guten Aufschlüsse, welche die Uferfelsen geben, sehr bald fast ganz in dem oft schier undurchdringlichen Dickicht. Was ich anders fand, als es die Karte angibt, werde ich im Nachfolgenden erwähnen.

Am Eingang zu der kleinen Bucht am Nordwestrande des Sees,

verzeichnet die Karte zwei Kalksteinfelsen, die wie Torhüter zu beiden Seiten des Einganges stehen und gegen Osten und Norden an den Granit anstoßen sollen. Der westliche Kalkfelsen jedoch ragt, wie ich mich überzeugt habe, ganz isoliert aus dem See und Waldboden auf und auch der östliche Kalkfelsen stößt im Osten nicht an Granit, sondern an Grünschiefer an, wie dies aus dem nachfolgenden Profil unmittelbar zu ersehen ist. Der Kalkstein selbst ist fast ausschließlich echter Dolomit, der aber außerdem teilweise reich an Braunspat und Kieselausscheidungen ist und stellenweise in eine mächtige Dolomitbreccie übergeht. Nach einer qualitativen Analyse des Herrn Dr. Steinmetz besteht der Dolomit dieser Breccie aus Karbonat von Calcium, Magnesium und Eisen (Mangan fehlt) und sein unlöslicher Rest aus Quarz. Das Bindemittel, welches die eckigen Dolomitstücke zusammenhält ist fast ausschließlich etwas manganhaltiger Braunspat, doch kommen darin auch stellenweise Calzitkrystalle vor. Der hier in einer Mächtigkeit von über 100 m aufgeschlossene Steeprocklimestone besteht somit aus einem kieseligen Dolomit, der stellenweise auch als Eisendolomit bezeichnet werden könnte, denn die östlichsten Bänke sind so reich an Eisen, daß sie rot anwittern. Ein nur wenig über 1 m breiter Streifen verschütteten Geländes trennt diesen Eisendolomit von den Grünschiefern und Diabasen, die weiterhin gegen Osten die Küste aufbauen. Da die Dolomitbänke bei nordsüdlichem Streichen senkrecht stehen, ist es ungewiß, ob die Grünschiefer ihr Liegendes oder Hangendes bilden: je nachdem würden sie zum Keewatin Lawsons oder zur oberen Abteilung der Steeprock-Serie zu rechnen sein. Im ersteren Falle müßte man annehmen, daß das basale Konglomerat hier entweder nicht entwickelt ist, oder unter dem schmalen Geländestreifen verborgen liegt. Die Karte gibt hier Granit an und es mag ja auch sein, daß solcher weiterhin vorkommt, aber die wirklich anstehenden Grünschiefer und Diabase gleichen durchaus denen, die in der Keewatinformation Lawsons vorkommen.

Auch der schon erwähnte Kalkfelsen¹⁾ auf der Westseite dieser Bucht, besteht durchaus aus Dolomit, der ebenfalls reich an SiO_2 ist und zum Teil auch Eisencarbonat enthält. Er ist wohl gebankt und streicht N 45° O. Die Bänke stehen zum Teil saiger, zum Teil fallen sie steil nach SO ein. Er wird von vielen Quarzgängen durchsetzt, die teilweise große Quarzkrystalle, stellenweise auch Calzit enthalten. Sehr auffällig bemerkbar machen sich in diesem kieseligen Dolomit Knollen, die aus verschiedenartigen konzen-

¹⁾ Bemerkenswert ist, daß neben diesem Felsen auf seiner Südseite und ganz nahe dem Ufer eine ganz gute Quelle im Walde entspringt. Eine andere liegt am Nordufer des Falls Bay, östlich neben dem dortigen Dolomittfelsen. Sonst traf ich nirgends trinkbares Wasser an.

trischen, braun anwitternden Lagen zusammengesetzt sind. Da sie etwas an Stromatoporen erinnern, habe ich Stücke davon mitgenommen für ihre mikroskopische Untersuchung, deren Ergebnisse hernach zu erwähnen sind. Auch hier ist an einigen Stellen der Dolomit brecciös entwickelt und es liegen auch eckige, andersartige Gesteinsstücke in ihm eingebettet. Ein solches, bis 1 m langes Schieferstück täuscht sogar auf den ersten Blick eine Schieferbank vor. Unter den eckigen, fremdartigen Stücken gelang es mir aber nicht, solche von laurentischem Granit aufzufinden. Das nachfolgende Profil berechtigt zur Schlußfolgerung, daß hier ein jüngerer Dolomit muldenförmig in den älteren Schiefer eingesenkt sei.

Für einen Besuch der Konglomerat-Bay reichte mir leider an keinem der drei Tage die Zeit aus, was ich sehr bedauere, weil dort das Konglomerat wohl besonders gut und besser zu sehen sein möchte, als anderswo. Smyth (S. 322) sagt: „die Formation erscheint am Ostende der Konglomerat-Bay als ein grobes Konglomerat. Die unterste am Ufer aufgeschlossene Lage besteht aus vom Wasser abgerundeten Geröllen von Quarz und Grünstein (Granitgerölle waren hier nicht zu finden), die von beträchtlicher Größe bis zu 1' im Durchmesser in einer grünen, schieferigen Gesteinsmasse eingebettet sind. In den höheren Lagen werden die Gerölle kleiner und seltener und das Gestein geht in einen grünen Schiefer mit kleinen klastischen Quarzkörnern über“. Diese Ablagerungen unter dem Kalkstein verdienen danach auch hier eigentlich nicht den Namen eines Konglomerates; denn es handelt sich um einen grünlichen, sandigen Schiefer mit einzelnen eingesprengten Geröllen und nur einer einzigen untergeordneten eingeschalteten schmalen Gerölllage.

Am Elbow Point traf ich nur Dolomitreccie an, die aber von einem hellgrünen, basischen, diabasähnlichen Gang durchsetzt ist.

Der Dolomit am Nordufer der Falls-Bay ist ebenfalls meist eine Breccie, aber unter den eckigen dolomitischen Bruchstücken finden sich auch einzelne kleine bis mannsgroße, eckige bis kantengerundete Grünstein- und Grünschieferbrocken. Der Dolomit braust mit Salzsäure nur selten auf. Lagenweise kommen aber in der Breccie kieselige Dolomite vor, die ein Streichen in Richtung N 40° O erkennen lassen. Der ganze Dolomithügel ist von glazialen Ablagerungen umgeben, so daß von dem Kontakt mit dem laurentischen Granit, wie ihn die Karte angibt, nichts zu sehen ist. Eine deutlich bemerkbare Verwerfungsspalte hingegen setzt in ost-westlicher Richtung durch den Dolomit. Der nördliche Teil ist auf dieser Spalte eine Strecke weit nach W verschoben worden.

Die Ostseite der East-Bay besteht in der Hauptsache aus Granit,

dem aber auf mehreren, in den See vorspringenden kleinen Halbinseln Steep-rocklimestone vorgelagert ist. Es sind die Überreste eines ehemals wohl das ganze Ufer begleitenden, dem Granit vorgelagerten, jetzt aber durch Erosion zumeist zerstörten Dolomitlagers.

Point 1, wie ihn die Karte bezeichnet, besteht ganz aus dolomitischem Kalkstein, der ziemlich viel kieselige Konkretionen enthält, die in ihrer reihenweisen Anordnung die ursprüngliche Bankung des Kalkgesteines andeuten. Hier befindet sich ein Hauptfundort für die später zu besprechende Atikokania. Auf der Nordseite dieses Felsenvorsprungs wird der Kalkstein von einem schmalen Lager eines schieferigen Grünsteines begrenzt, das N 40° O streicht und steil nach NW einfällt, gegen NO aber unter dem Waldboden verschwindet. Es ist von dem Kalkstein deutlich abgegrenzt und ich fand keinen Anhaltspunkt für die im Guide-book angedeutete Vorstellung, daß es aus einer Umwandlung des Kalksteines hervorgegangen sei. Es scheint mir vielmehr zu den vielen Gängen zu gehören, die dort so häufig vorkommen. Die Beziehungen des Kalklagers zu dem Granit sind durch den Waldboden verdeckt.

Von Point 2 sagt das Guide-book, daß von seiner Südseite aus ein Pfad aufwärts zu dem Granit führt, der sich dann nach NW wendet und die Unkonformität überschreitet, die zwischen dem Laurentien und den Steeprockschichten besteht; ein ununterbrochener Aufschluß sei hier rechtwinkelig zum Kontakt zu sehen. In der Richtung von O nach W sollen auf verhältnismäßig frischen Granit folgen: 1. ohne scharfe Abgrenzung von dem frischen Granit 45' einer griesigen, schieferigen und gebleichten Varietät; 2. ein bis 8" mächtiges Konglomeratlager, das nur kleine Gerölle, hauptsächlich von Quarz und feinkörnigem Granit enthält; 3. 50' unreine, quarzitische, dünne Gesteinslagen; 4. mit scharfer Abgrenzung der Steeprockkalkstein. Ich habe mich bemüht, diesen so wichtigen Aufschluß kennen zu lernen und unabhängig von mir hat dies auch Professor Osann getan, doch waren wir völlig erfolglos. Es führt allerdings ein Pfad von der Südseite her herauf bis zu einem verlassenem Indianerlager, das in einer orographischen Einsenkung zwischen dem Kalkstein im W. und dem Granit im O. liegt. Ich bin auch der ganzen Ostgrenze des Kalksteines weiter gefolgt bis da, wo er im N. aufhört; aber nirgends fand ich in dem Zwischenraume Aufschlüsse von anstehendem Gestein im dichten Waldboden. Wenn die beschriebenen Übergangsgesteine wirklich vorhanden sind, so konnten sie seinerzeit höchstens durch einen künstlichen Schurf aufgeschlossen gewesen sein, der jetzt spurlos verschwunden ist. Es erscheint mir aber wahrscheinlicher, daß der beschriebene

Aufschluß irgendwo anders liegt und vielleicht durch ein Versehen im Notizbuch hierher versetzt worden ist.

Das Kalklager von Point 2 zeigt meistens eine deutliche Bankung mit starkem Einfallen nach W. Die liegenden Bänke sind durchweg Dolomit; bei den hangenden scheint Kalkstein vorzuwalten. Allen sind kieselige Ausscheidungen eigen. Die Atikokanien hingegen findet man hauptsächlich im Kalkstein.

Der Trueman Point war der einzige Platz, wo ich das sog. Konglomerat anstehend fand, aber so, daß ich wohl seine Lagerung über dem Granit, nicht aber die unter dem Dolomit sehen konnte. Aufschlüsse im Liegenden des Dolomites fehlen nämlich auch hier. Die ganz nahe dem Ufer senkrecht aufgerichteten NO streichenden Bänke eines harten glimmerreichen Quarzsandsteins stehen erst südlich des Dolomittfalsvorsprunges an und entsprechen jedenfalls dem basalen Konglomerat Smyth's, obschon Gerölle darin nicht vorkommen. Nach O lehnen sie sich unmittelbar an einen etwa 1 m mächtigen Diabasgang an, hinter dem sich dann der Granit weithin ausbreitet.

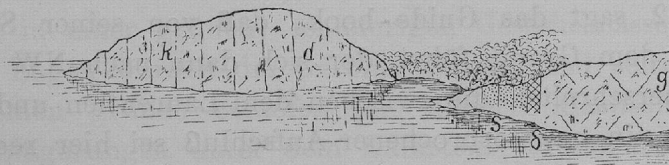


Fig. 5. Ansicht des Truemans-Points von Süden.
g Granit, d Diabas, s Sandstein, d Dolomit, k Kalkstein.

Es ist nicht ganz sicher, ob diese Kontaktverhältnisse ursprüngliche sind, und es wäre wohl möglich, daß der Diabas erst nachträglich eingedrungen ist. Dahingegen ist es wahrscheinlich, daß der Sandstein auf dem Granit zur Ablagerung gekommen und daß er auch älter als der Dolomit ist, dessen Bänke ebenfalls steil aufgerichtet sind.

Auf dem Westufer der East-Bay springt südlich gegenüber Point 2 eine kleine Halbinsel in den See vor, die aus festem Diabas besteht, auf den sich jedoch gegen Westen mit deutlicher westlicher Neigung Schiefer legen, die aus unreinem, schwarzem Kieselschiefer und Brauneisenerzlagen bestehen. 300 m weiter gegen NW stehen am Ufer Felsen an von stark zersetztem von Brauneisenerz stellenweise reich durchschwärmtem ungeschichtem Diabas-tuff, in dem an einigen Stellen Brocken eines schwarzen Kalksteines, der petrographisch von dem Steeprockkalk deutlich verschieden ist, eingebettet sind. Noch weiter gegen N, gerade gegenüber Point 1, steht ein körniges,

diabasartiges, massives Gestein an, das Smyth bereits in seine Formation IV stellte. Jedenfalls gehört es zu den oberen Steeprockschichten oder ist nachträglich in dieselben eingedrungen.

Am Südufer der Falls-Bay und zwar ziemlich genau in der Mitte zwischen Point 1 und Jackpine-Point steigen flach aus dem See Felsen empor, deren Oberfläche noch deutlich die Glättung und Rundung durch eiszeitliche Gletscher zur Schau trägt. Sie bestehen aus grünlichen Schiefern mit viel klastischen Quarzkörnern und stellenweise auch mit kleinen Geröllen von Quarz und Granit. Diese Gerölle liegen aber soweit auseinander, daß man von einem wirklichen Konglomerat kaum sprechen kann. Das Guide-book gibt auch Gerölle von Diabas und Grünstein an. Was ich davon gesehen habe, erschien mir aber keine Geröllbildung zu sein. Petrographisch haben diese Gesteine nur sehr geringe Ähnlichkeit mit dem Sandstein von Truemans-Point, so daß eine Altersgleichheit beider sich darauf nicht wohl stützen läßt und nur dann als gesichert angesehen werden könnte, wenn es feststünde, daß darüber, bzw. im Osten angrenzend, das Steeprochkalklager ansteht. Von diesem ist hier aber nichts zu sehen, vielleicht weil der alluviale Boden eines Tälchens keinen Einblick in das darunter anstehende gewährt. In dem Schiefer liegen jedoch einige ganz dünne Bänder und Linsen von Kalk, in denen man entweder Vorläufer oder, wie Lawson meint, eine fazielle Vertretung des Kalklagers vermuten kann. Eine Entdeckung Lawsons scheint dazu auch zu berechtigen. Er fand nämlich 3 km weiter im SO, also genau in der Streichrichtung jener Talsenke, einen Kalkstein anstehend, der „im Charakter identisch mit dem Kalkstein auf der Ostseite der East-Bay“ ist. Hierdurch ist es äußerst wahrscheinlich geworden, daß die Geröll-führenden Schiefer an der Falls-Bay wirklich dem Sandstein am Truemans-Point entsprechen und den westlichen Gegenflügel einer langgestreckten Mulde bilden, in deren Mitte die vom Westufer der East-Bay beschriebenen Diabasgesteine liegen, so wie es die Uglowsche Karte darstellt.

Die Grenze der Geröll-führenden Schiefer gegen die im Westen angrenzenden und von Lawson zum Keewatin gerechneten Schiefer fand ich recht unbestimmt und unsicher. Obwohl die Felsen zusammenhängende von Waldboden entblößte Flächen darbieten, durch welche diese Grenze laufen soll, konnte ich sie doch nirgends mit Sicherheit erkennen, da weder eine unregelmäßige Auflagerungsfläche noch eine scharfe petrographische Verschiedenheit zu sehen war. Lawson bezeichnet diese älteren Schiefer als grobe Agglomeratschiefer, die von Grünsteingängen durchsetzt sind. Uglow hingegen charakterisiert sie als typische Hornblende-, Chlorit- und Felsitschiefer (l. c.

S. 49). An der angeblichen Grenze habe ich mich aber von diesen petrographischen Unterschieden, die zwischen den Keewatin- und Konglomeratschiefern bestehen sollen, nicht überzeugen können. Die angeblichen Grünstein- und Diabasgerölle, im Konglomerat sehen weniger wie Gerölle, als wie eckige Einschlüsse aus, wie sie für die Agglomeratschiefer charakteristisch sind. Es spricht dies nicht für eine scharfe Grenze, sondern für einen allmählichen Übergang. Indessen will ich zugeben, daß die Zeit, welche die Kongreßexkursion für die Besichtigung dieser Stelle gab, zu kurz war, und ein längerer Besuch, zu dem ich aber an den zwei folgenden Tagen nicht mehr gekommen bin, meine Beurteilung der Sachlage vielleicht etwas geändert hätte.

2. Zusammenfassung der stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse.

Meine eigenen Beobachtungen führten mich mit Bezug auf die Altersfolge der besprochenen Gesteinsarten zu folgenden Ergebnissen: es ist höchst wahrscheinlich und sogar fast als ganz sicher zu bezeichnen, daß die Steeprockschichten unter den am Seeufer vorhandenen die jüngsten sind. Sie lassen sich recht deutlich in zwei Abteilungen zerlegen. Die untere besteht hauptsächlich aus einem bis über 150 m mächtigen Kalk- und Dolomitlager, dessen Unterlage stellenweise aus einem klastischen Sandstein oder sandigen Schiefer besteht. Die obere Abteilung setzt sich vorwiegend aus eruptiven Massen zusammen in Form von Lagern und geschichteten Tuffen. Im Westen und Süden dieses Seegebietes werden die Steeprockschichten von älteren Schiefern begrenzt, die in der Hauptsache aus Eruptivmaterial entstanden zu sein scheinen, die aber eine stärkere Umwandlung erfahren haben als das Eruptivmaterial der obersten Steeprockschichten. Bereits haben sie den Charakter krystallinischer Schiefer angenommen, während diejenigen der Steeprockschichten sehr auffällig an die Erhaltung der Diabase und Schalsteinschiefer des europäischen Silurs und Devons erinnern, so daß die Möglichkeit, mit der Zeit in letzteren Versteinerungen zu finden, nicht ausgeschlossen erscheint. Besonders in den nachträglich von Eisenerzen stark durchsetzten Tuffen am Westufer gegenüber Point 2 gemahnen die zahlreichen, kleinen vielgestaltigen Hohlräume sehr an diejenigen, welche sich bei uns durch nachträgliche Auflösung von Kalkschalen in den Grauwacken gebildet haben.

Auf der Ost- und Nordseite werden die Steeprockschichten mit Ausnahme einer einzigen Stelle, soweit meine Beobachtungen reichen und es die Karte angibt, nur von Granit begrenzt, den die amerikanischen Geologen als lau-

rentisch bezeichnen und für sehr alt erachten. Ich habe für diese Altersbestimmung nur insofern hier Anhaltspunkte gefunden, als der vollständige Mangel von Kontaktumwandlungen in den Steeprockschichten zu beweisen scheint, daß dieser Granit älter ist und wahrscheinlich den Boden gebildet hat, auf dem die Steeprockschichten zum Absatz gekommen sind, während im Westen dieser Boden aus den sogenannten Keewatinschiefern bestand. Nachher wurden dann alle diese Gesteine zu engen Mulden gefaltet, von denen zwei, nämlich die der NW-Bay und der Konglomerat-Bay in annähernd nordsüdlicher Richtung und eine in der Falls-East-Bay mit Streichen von N NW—S SO so tief eingesenkt wurden, daß sie trotz der starken späteren Abtragung durch Erosion noch teilweise erhalten geblieben sind.

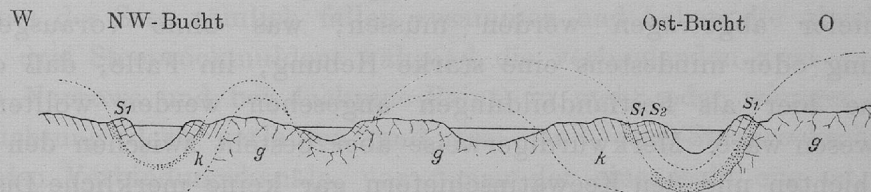


Fig. 6. Querschnitt durch den Steeprockssee.

g Laurentischer Granit, k Keewatinschiefer, S1 untere, S2 obere Steeprockschichten.

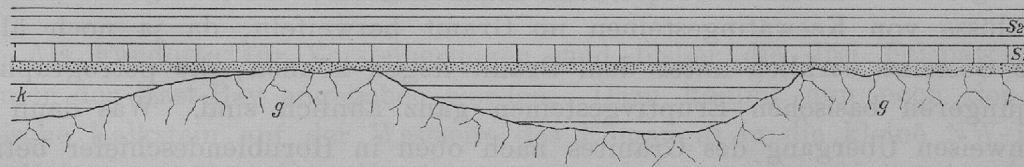


Fig. 7. Mutmaßliche Lagerung der Schichten vor der Faltung. (Buchstaben wie bei Fig. 6.)

Über das Altersverhältnis des Granites zu jenen ältesten Schiefern kann ich nichts aussagen. An der einzigen Stelle der NW-Bay, wo nach der Kongreßkarte beide aneinander stoßen sollen, ist wirklich Granit gar nicht vorhanden. Die Möglichkeit besteht somit, daß jener Schiefer ebensogut jünger als älter wie der Granit sein kann. Aber das schon erwähnte Fehlen einer deutlichen Diskordanz zwischen dem Steeprochkonglomerat und den älteren Schiefern gibt dem höheren Alter des Granites viel Wahrscheinlichkeit.

Lawson und Uglow vertreten allerdings die Ansicht, daß der Granit jünger als jene Schiefer sei. Ihrem Urteil muß um so mehr Bedeutung beigelegt werden, als dasselbe auf eine weit über das Gebiet des Steeprocks-Sees hinausgehende Kenntnis dieser Gesteine gegründet ist.

Uglov (l. c. S. 47) charakterisiert das Keewatin wie folgt: „Es ist die älteste Gruppe in dieser Gegend und besteht hauptsächlich aus Felsiten, Gabbro, Diabasen, Grünstein und ihren schieferigen Äquivalenten, sowie aus gelegentlichen Vorkommnissen von Tuffen und Agglomeratschiefern . . . Der laurentische Granit schließt nahe seinem Kontakt mit dem Keewatin nicht nur große Fragmente der älteren Serie ein, sondern wird selbst ganz basisch und geht in einen Typ über, der dem typischen Keewatin-Hornblendeschiefer genau gleicht. Manchmal jedoch sind auch ganz scharfe Kontakte beider Gesteinsserien in ihrer normalen Entwicklung aufgeschlossen.“ Danach wäre also der Granit ein jüngeres Intrusionsgestein und das Profil, wie ich es in Figur 3 gegeben habe, unrichtig. Vor Ablagerung der unteren Steeprockschichten auf dem Granit hätten erst die ursprünglich den Granit bedeckenden Keewatinschiefer abgetragen werden müssen, was ohne vorausgegangene Trockenlegung oder mindestens eine starke Hebung, im Falle, daß die Keewatingesteine hier als Festlandbildungen angesehen werden wollten, nicht möglich gewesen wäre. Merkwürdigerweise aber besteht zwischen den unteren Steeprockschichten und den Keewatinschiefern gar keine merkliche Diskordanz und auch das sogenannte Konglomerat führt so wenige Gerölle, daß eine sehr starke Abtragung von älteren Schichten nicht wahrscheinlich ist. Ich frage mich deshalb, ob die von Uglov erwähnten Kontaktverhältnisse wirklich das jüngere Alter des Granites beweisen und muß dies wenigstens für die Einschlüsse von Keewatingesteinen im Granit bezweifeln, da ja noch ältere solche Gesteine wirklich unter dem Granit liegen können, die petrographisch den jüngeren basischen Eruptivgesteinen ganz ähnlich sind. Was dann den stellenweisen Übergang des Granites nach oben in Hornblendeschiefer betrifft, so bedarf dies wohl noch einer genaueren Feststellung. Am Truemans Point z. B. liegt über dem Granit und unter dem Sandstein der Steeprockschichten, wie schon erwähnt, ein schieferiger Diabas, der aber sicher nicht aus dem Granit hervorgegangen, sondern ein echter Eruptivgang ist, der hier zufällig an der oberen Granit-Grenze liegt. Auf der Karte des Guide-books ist angegeben, daß Granit bei der NW-Bay direkt an die Steeprockschichten angrenze, obschon an dieser Stelle, nämlich auf der Ostseite des Einganges in die Bucht, nur Grünschiefer und Grünsteine am Kontakt vorhanden sind, so daß ich Granit dort überhaupt nicht gesehen und gar keinen Grund gefunden habe, weshalb diese Schiefer nicht dem „Keewatin“ angehören sollen, das die Karte selbst in einer Entfernung von 150 m als tatsächlich anstehend angibt. Jedenfalls kann von einem Übergang in Granit hier nicht gesprochen werden. Sonst aber existiert im ganzen Gebiete des Steeprocksees, wenigstens nach

der Karte, keine Stelle, wo die Anschauung Uglows sich beweisen ließe. Trotz des Gewichtes, welches dem Urteil Lawsons und Uglows zukommt, halte ich deshalb die Auffassung, wie ich sie in meinem Profil wiedergegeben habe, für die wahrscheinlichere. Die Entscheidung darüber wird von weiteren Untersuchungen zu erwarten sein.

Die Auffassung Smyths, daß der See in seiner merkwürdigen M-Form bedingt sei durch eine entsprechende Faltung der Steeprockschichten-Muldenaxe, ist eine Vermutung, für deren Richtigkeit ich keine Anhaltspunkte gefunden habe und die auch durch die geologische Karte nicht bestätigt worden ist. Dahingegen erscheint es allerdings als möglich und sogar recht wahrscheinlich, daß der Verlauf der Einfaltungen der Steeprockschichten auf die heutige Gestalt des Sees doch einen bestimmenden Einfluß ausgeübt hat. Drei Arme des Sees nämlich fallen zusammen und haben die gleiche Richtung mit den drei Steeprockschichtenmulden, während die verbindenden zwei anderen Arme (bei den Narrows und bei Jackpine-Point) in mehr oder weniger rechtwinkliger Richtung dazu verlaufen und frei sind von Steeprockschichten. Sie bilden also Verbindungskanäle, von denen der eine recht eng ist, der zweite zwar breit, aber wahrscheinlich, worauf die darin vorkommenden Inseln vielleicht hinweisen, nur wenig tief ist.

3. Die Versteinerungen im Steeprockschichtenkalkstein.

Als Fundorte für Versteinerungen sind bisher die drei Felspartien am Ostufer der East-Bay angegeben worden. Dazu kommt nun noch der dolomitische Kalkstein auf der Westseite des Einganges in die kleine NW-Bucht. Die Meinungen über diese Versteinerungen sind geteilt und eine Anzahl der Kongreßgeologen hat sich sehr bestimmt gegen deren organische Natur ausgesprochen. Da rein konkretionäre Bildungen in diesem Dolomit und Kalkstein zweifellos vorkommen, ist es nicht so leicht, dieselben von etwa wirklichen Versteinerungen zu unterscheiden und erfordert jedenfalls eine genaue auch mikroskopische Untersuchung. Ich habe deshalb, nachdem die Kongreßmitglieder abgezogen waren, dort in Ruhe zwei Tage gesammelt und das ziemlich gewichtige Material auf einem Motorboot auf die Bahn bei Atikokan gebracht. Manche der schönsten und vielleicht auch interessantesten Stücke mußte ich allerdings in den Felsen zurücklassen, da sie mit den mir zur Verfügung stehenden Hämmern nicht loszulösen waren. Als Führer in dieser Einsamkeit leisteten mir vortreffliche Dienste der Gasthofbesitzer Rawn in Atikokan und der Prospektor H. D. Rogers. Durch sie wurde es mir möglich,

die weite Entfernung von Atikokan bis zu den Fundplätzen, im ganzen 60 km hin und zurück, in einem Tage zurückzulegen und doch noch genügend Zeit zum Sammeln zu haben. Dem Ingenieur Rogers verdanke ich besonders eine Anzahl größerer Stücke, die er mit jugendlicher Kraft dem Felsen abgewann. Es ist nicht leicht, frisches Material zu erhalten, da künstliche Aufschlüsse wie Steinbrüche gänzlich fehlen, die natürlichen Oberflächen der Felsen aber meist mit Flechten oder am Seeufer mit Algen besetzt sind.

Auch der Erhaltungszustand der Gesteine selbst ist nicht besonders günstig. Man kann von den Atikokanien keine vollständigen Stücke gewinnen, weil die Klüftung, welche allein ein Loslösen gestattet, sie durchsetzt, so daß man immer nur Bruchstücke erhält. Reiner Kalkstein kommt nicht vor. Er ist stets stark dolomitisch; häufig in solchem Maße, daß er mit Salzsäure behandelt, nicht mehr braust und geradezu als Dolomit bezeichnet werden muß. Sein Korn ist klein. Es gleicht in keiner Weise dem des Dolomitmarmors der Grenvilleschichten. Spuren einer Kontaktmetamorphose, wie dort, sind nicht zu bemerken. Aber dennoch hat das Gestein im Laufe der Zeiten mancherlei Umwandlungen erfahren, insbesondere durch die Dolomitisierung und jedenfalls auch durch die spätere Aufrichtung und Faltung.

Herr Dr. Steinmetz hatte die Freundlichkeit, ein Stück von Point 1 qualitativ zu analysieren. Der in Salzsäure lösliche Teil war ein Karbonat von Magnesium, Calcium, Eisen und Mangan, der unlösliche Teil bestand aus Quarz und Kohle. Die Kohle wurde in konzentrierter Kalilauge gekocht und ihr so lange pulverisiertes Permanganat zugesetzt, bis die Lösung rot blieb. Nach Verdünnen mit Wasser wurde wenig Hydroxylamin zugesetzt, die Lösung von dem ausgeschiedenen Braunstein abfiltriert und mit Essigsäure neutralisiert. Sie gab dann auf Zusatz von Chlorcalciumlösung mit wenig Ammoniak einen deutlichen weißen Niederschlag von oxalsaurem Kalk als Beweis für die Gegenwart von Kohlenwasserstoff in der Kohle.

Ein Stück der Breccie von der Ostseite des Einganges in die NW-Bucht bestand aus Karbonat von Calzit, Magnesium und Eisen (Mangan war nicht nachweisbar) und aus Quarz. Das die einzelnen Bruchstücke der Breccie zusammenhaltende Bindemittel besteht aus Braunspat, der etwas manganhaltig ist und auch aus Calzitkrystallen. Ein Newlandia-ähnliches Cryptozoon auf der Westseite des Einganges in die NW-Bucht ergab Kalk-, Mangan- und Eisenkarbonat, Quarz und etwas Kohlenwasserstoffhaltige Kohle.

Atikokania Lawsoni Walc.

(Tafel IV Fig. 1, Tafel VI Fig. 1—2, 4—7, Tafel VII Fig. 1, 3—4.)

Zur Aufstellung dieses neuen Genus hatte Walcott nur Bruchstücke zur Verfügung, die er in zwei verschiedene Arten aufteilte. Die Abbildungen sind alle in natürlicher Größe gegeben, bis auf zwei mit drei- bzw. sechsfacher Vergrößerung, die aber durch den Raster unscharf geworden sind. Es sind photographische Aufnahmen bei auffallendem Licht.

Die Genusdiagnose lautet: „Äußere Form zylindrisch, birnförmig oder etwas unregelmäßig ausgebreitet, halbkugelig. Mit einer Zentralhöhle, die mehr oder weniger zylindrisch und von wechselnder Form und Größe ist. Die Außen- und Innenwände sind mehr oder weniger gut ausgebildet und mit einander verbunden durch eine Reihe von schmalen, mehr oder weniger hexagonalen Röhren, die unter wechselnden Winkeln nach außen und aufwärts ausstrahlen. Die Wände der Röhren sind perforiert und durch mehr oder weniger unregelmäßige und unvollständige Septen durchschnitten.

Die Art des Wachstums scheint wesentlich dieselbe gewesen zu sein, wie bei den Archäocyathinen, wo die einzelnen Individuen sich so hart an einander gepreßt haben, daß sie an ihren Berührungsstellen durch ein verworrenes dichtes Wachstum vereint zu sein scheinen“.

Walcott bemerkt zu dieser Diagnose, daß einstweilen und solange nicht größere Aufsammlungen und vielleicht besseres Material vorliegen, eine Beziehung nur vermutet werden kann, einerseits mit den Spongien, andererseits mit den Archäocyathinen, aber mit starker Tendenz zu den ersteren. Weiter sagt er, daß die Einzelheiten der Struktur der inneren und äußeren Umwandungen infolge der Erhaltungsweise nicht erhalten sind, daß ferner die Wände der Röhren so eng an einander gepreßt sind, daß sie tatsächlich eine feste Masse von Röhren mit mehr oder weniger hexagonalen Umrissen bilden.

Diese Beschreibung paßt auf die meisten von mir gesammelten Stücke so gut, daß ich auch sie ohne Bedenken zu *Atikokania* und zwar zu der Art *Lawsoni* stelle. Aber freilich muß ich einiges an der oben angeführten Diagnose verändern, nicht nur auf Grund meiner Stücke, sondern auch auf Grund der Abbildungen, welche Walcott selbst gegeben hat. Die Röhren sind nämlich niemals regelmäßig hexagonal, sondern zeigen stets einen unregelmäßigen Querschnitt. Auch die Angabe, daß die Wandungen sowohl des ganzen Stockes als auch der Röhren, mehr oder weniger wohlbegrenzt seien, kann ich nicht bestätigen.

Eigentliche Wandungen fehlen überhaupt ganz und ebenso die Septen in den Röhren, so daß die von Walcott angedeuteten Beziehungen zu den

Archäocyathinen dahinschwinden und denen zu den Spongien Platz machen müssen.

Was man von ursprünglichen Hartgebilden in den Atikokanien noch erkennen kann, besteht aus Skelettelementen von der Art, wie sie den Spongien eigen sind. Sie wurden jedoch von späteren, durch tektonische Vorgänge veranlaßten Umwandlungen betroffen und sind dadurch zum Teil so undeutlich geworden, daß ihr sicherer Nachweis nur mikroskopischer Untersuchung gelingen kann.

Die von mir gesammelten Stücke zeigen verschiedenartige Erhaltungszustände, die oft neben einander an ein und demselben Handstück auftreten. In dem einen Falle ist eine starke Verkieselung eingetreten, durch die die Füllmasse der Röhren sowohl als auch die Skelettelemente mehr oder minder vollständig zu einem körnigen Quarzaggregat umgewandelt wurden. In einem anderen Falle tritt der Quarz ganz zurück und die Nadeln bestehen statt dessen aus einem Aggregat von Dolomit. In den Fällen hingegen, wo auch der Dolomit fehlt, ist das Skelett nicht mehr zu erkennen, außer wo es durch feine kohlige Partikel dunkel gefärbt ist.

Bei dem ersteren dieser Erhaltungszustände ergibt sich unter dem Mikroskop, daß die Röhren keine besonderen Wandungen haben und daß mithin von perforierten Wandungen erst recht keine Rede sein kann. (Taf. VI Fig. 4 u. 6.) Die Röhren sind ausgefüllt von einem Aggregat von Quarzkörnern, deren Durchmesser Größen von 20—600 μ aufweisen. Die größeren dieser Krystalle liegen vorzugsweise in der Mitte der Röhren; gegen den Rand häufen sich die kleineren. Aber eine besondere seitliche Begrenzungsschicht fehlt durchaus. Das Quarzaggregat stößt einfach an das die radialen Röhren von einander trennende Calzitaggregat an und an das unregelmäßige Netzwerk, welches das Calzitaggregat durchzieht und wie die Röhren, aus einem feinkörnigen Quarzaggregat besteht, dessen Krystallkörner jedoch, entsprechend der Feinheit der Maschen nur bis zu 100 μ groß sind.

Scharfe und glatte Grenzen einerseits zwischen den Röhren und der übrigen Masse und andererseits zwischen dem quarzigen Netzwerk und dem Calzitaggregat gibt es nicht. Die unregelmäßig polygonalen Krystallkörner springen mit ihren scharfen Ecken in die angrenzende andersartige Aggregatmasse vor, so daß man bei dem Versuche, die Grenze zwischen beiden Aggregaten im Dünnschliff zu fixieren, eine ganz unregelmäßige, zackige Linie erhält, die aber offenbar nicht den ursprünglichen Strukturverhältnissen, sondern einer nachträglichen Krystallisation während des Versteinerungsprozesses ihren Ursprung verdankt. Hierbei sind auch jene Calzitkrystalle ent-

standen, die vereinzelt in dem Quarzaggregat der Röhrenfüllung gar nicht selten liegen und ebenso die winzigen Quarzkörner, die man in dem Calzitaggregat eingeschlossen findet. Wenn man jedoch angeschliffene Flächen dieses Fossils mit schwacher Säure anätzt, dann treten die quarzigen Bestandteile als schneeweiße Erhöhungen alsbald hervor und wenn man sie besonders mit der Lupe bei auffallendem Licht betrachtet, so erkennt man deutlich die spongiöse Natur des Netzwerkes, welches die radialen Kanäle umgibt.

Das Netzwerk selbst läßt sich am besten mit dem charakteristischen Stützskelett von *Aulocopium* vergleichen, wie aus Tafel VI Figur 4 hervorgeht.

Bei dem zweiten Erhaltungszustand spielt die Kieselsäure eine untergeordnete Rolle. Die Röhren sind durch Karbonat ausgefüllt und auch das Stützskelett ist nicht kieselig, sondern dolomitisiert.

Es kann aber durch vorsichtiges Anätzen ebenso wie das verkieselte sichtbar gemacht werden. Im Dünnschliff hingegen treten die dolomitisierten Teile nicht so deutlich hervor, wie die verkieselten, weil die kleinen Dolomitmörner im polarisierten Licht sich nicht so auffällig wie die Quarzkörner von den Calzitkörnern abheben. (Taf. VI Fig. 5 u. 7, Taf. VII Fig. 1.)

Häufig sind die größeren Skelettelemente von winzigen, schwarzen, kohligen Pünktchen durchspickt und dadurch dunkel gefärbt. Letztere sind nicht selten in linearen Reihen angeordnet, als ob sie in den ehemaligen Achsenkanälen lägen. Bei verkieselten Skeletten habe ich solche Beimengungen nicht beobachtet und auch bei dolomitisierten sind es nur die größeren Arme der Texturaxone, nicht aber die feineren Verzweigungen der Armenden, was ebenfalls darauf hindeutet, daß die Verkohlung von den Achsenkanälen ausging. (Taf. VI Fig. 1 u. 2.)

Auch wenn auf frischem Bruch von der Spongienstruktur nichts weiter als die radialen Kanäle zu erkennen ist, kann man doch fast immer das Skelett durch Anschleifen im Dünnschliff oder durch Anätzen auf der Oberfläche mehr oder minder vollkommen nachweisen, und es zeigt sich dabei, daß fast immer größere Stücke an manchen Stellen hauptsächlich dolomitisiert, an anderen aber verkieselt sind. Dadurch wird auf angewitterten Stücken ein recht ungleichmäßiges Bild erzeugt. So sieht man z. B. auf Tafel IV Figur 1 die radialen Kanäle, die mit Quarz ausgefüllt sind, mit größter Deutlichkeit und nach Anätzung der sie trennenden Kalkteile auf diesen das Spongien-skelett. Die Kanäle enden aber plötzlich an einer oberen Schicht und es könnte so erscheinen, als ob die Spongie selbst an dieser ende; das ist aber keineswegs der Fall. Die Kanäle gehen in ihrer radialen Richtung auch in diese Schicht hinein; nur sind sie nicht mehr mit Quarz, sondern mit Calzit

gefüllt. Sie lösen sich deshalb bei Anätzung schneller auf als ihre Zwischenmasse, in der zugleich das charakteristische Spongienskelett zum Vorschein kommt. Das Gleiche gilt für Tafel VII Figur 4 (Seitenansicht von Figur 3), wo die radialen Kanäle an ihrem Ursprung plötzlich undeutlich werden und das Vorhandensein einer „Central Cavity“ vortäuschen, in die jedoch die Kanäle ungestört fortsetzen, was durch Anätzen sichtbar gemacht werden konnte. Ich vermute, daß die „Central Cavities“, welche Walcott in Figur 3 und 5 auf Tafel I abgebildet hat, keine solche sind, sondern sich auf dieselbe Weise erklären lassen und beim Anätzen wahrscheinlich die Spongienstruktur noch zeigen würden. Bei keinem meiner Stücke konnte ich das Vorhandensein eines Paragasters nachweisen.

a) Das Skelett von Atikokania.

Die Skelettelemente und ihre Anordnung gleichen auffällig denen der Aulocopiden. Es sind in der Hauptsache Dendroclone, welche je nach der Orientierung des Schnittes recht verschiedenartige Bilder liefern. Sie zeigen entweder eine lineare Anordnung der Nadeln zu Strängen, die durch Queräste mit einander verbunden sind (Taf. VI Fig. 5), entsprechend einem radialen Vertikalschnitt oder sie bilden ein mehr polygonales gröberes Maschennetz, entsprechend dem Querschnitt oder ein feineres Netzwerk, entsprechend einem mehr oder weniger tangentialen Vertikalschnitt. Die Ähnlichkeit mit dem Skelett der Aulocopien, wie sich dieselbe auf angeätzten Flächen oder im Dünnschliff präsentiert, ist so groß, daß man die Stücke vom Steeprocksee geradezu in das Genus Aulocopium zu stellen veranlaßt sein könnte, wenn nicht die Verschiedenartigkeit des Kanalsystems vorläge.

b) Das Kanalsystem von Atikokania.

Es kommen nur radiale Kanäle vor. Die für Aulocopium charakteristischen bogenförmigen Kanäle fehlen vollständig. Ob die radialen Kanäle am Fuße des Stockes entspringen, oder ob sie ähnlich wie bei Hindia im Inneren des Stockes ihren Ursprung nehmen und von da nach allen Seiten ausstrahlen, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, da vollkommene Stücke bis jetzt aus dem harten Gestein nicht zu gewinnen waren. Doch scheint es mir höchst wahrscheinlich, daß die Kanäle, wie bei Aulocopium von der Basis des Stockes ausgehen, sich also radial nach den Seiten und nach oben ausbreiten, wenn schon diese radiale Anordnung keine allzu regelmäßige ist und in vertikaler Richtung sogar einen fiederartigen Charakter annimmt. Damit stimmen auch die von Walcott gegebenen Abbildungen überein. (Siehe Fig. 8).

c) Die äußere Gestalt von Atikokania.

Es ist zur Zeit aus den bereits erwähnten Gründen nicht möglich, ein zuverlässiges Bild von der äußeren Form dieser Spongie zu geben. Die Größe bei einzelnen Stöcke erreicht sicherlich $\frac{1}{4}$ m im Durchmesser (Taf. VII Fig. 3) und wahrscheinlich bildeten sie Rasen auf dem Meeresboden, so daß deren Stöcke dicht gedrängt neben einander lagen und sich in ihrer Formentwicklung gegenseitig störend beeinflussten. Zahlreiche Klüfte in verschiedener Richtung durchsetzen die Kalkbänke und durchschneiden so auch diese Spogienbänke. Da in dieser wilden unbewohnten Gegend Steinbrüche nicht vorkommen, so ist der sammelnde Paläontologe darauf angewiesen, mit seinem Hammer den zufällig entblößten Kalkstein zu bearbeiten. Es lösen sich dabei nur Stücke längs solcher Kluftflächen ab und man kann nicht erwarten, daß zwischen zweien solcher gerade ein ganzer Stock liege. Dem Umstand jedoch, daß diese Felsen am Seeufer anstehen und mir ein kleines Motorboot zur Verfügung stand, verdanke ich die Möglichkeit, größere Gesteinsstücke mitzunehmen, von denen das in Figur 3 abgebildete wenigstens in einer Richtung die Umrisse eines ganzen Stockes zeigt.

Auch wenn man vor den Felswänden steht, in denen die Atikokaniastöcke eingeschlossen sind, ist es unmöglich, die Grenzen der einzelnen Stöcke und damit ihre äußere Form zu bestimmen. Man sieht wohl, wenn nicht Flechten oder Algen die Oberfläche verhüllen, die hellen radialen Kanäle ziemlich deutlich, wenn sie verkieselt sind. Aber wo sie es nicht mehr sind, verschwinden sie dem Auge und es gewinnt so den Anschein, als ob der Stock hier seine Grenze habe, obgleich er in Wirklichkeit noch weiter fortsetzt. Heute allerdings, wo ich mit der Struktur dieses Fossils vertrauter geworden bin, würde es mir vielleicht gelingen, durch Anätzen der Felsen mit Salzsäure die Umrisse der Stöcke festzustellen, aber auch dann noch wäre es wohl unmöglich, solche Stöcke in toto herauszuschlagen. Ich habe ein Handstück mitgenommen, das nach seinen drei Dimensionen 27, 12 und 5 cm mißt (Taf. VII Fig. 3 u. 4). Es ließ sich dasselbe leicht loslösen, weil der Kalkstein an jener Stelle ausnahmsweise durch eine Art von transversaler Blätterung ausgezeichnet ist, die mit der Bankklüftung einen Winkel von 60 bis 70° bildet. Nimmt man an, daß die in Figur 4 abgebildete und schon stark angewitterte Kluftfläche auf der Unterseite des Stockes liegt, dann ergibt sich, daß die Kanäle dieser Spongie von einem Mittelpunkt in horizontaler Richtung ringsum radial ausstrahlen, nach oben aber sich mehr fiederartig ausbreiten, nach Art der schematisch gezeichneten Figur 8 (S. 79). Auf

Figur 3 gewahrt man außerdem, daß an den beiden Seitenrändern noch die Enden je eines anderen radialen Kanalsystems hereingreifen und unter einem stumpfen Winkel an diejenigen unseres Stockes anstoßen. Sie gehören offenbar zwei benachbarten andere Spongien gleicher Art an und bildeten mit ihren Nachbarn ein dichtes Rasenpolster. Unser Stock war somit hier jedenfalls nicht breiter als 25 cm. Sein oberes Ende jedoch liegt nicht mehr auf dem Handstück, wie das ganz deutlich auf der nicht abgebildeten oberen Bankungsfläche zu sehen ist, auf welcher die aufsteigenden Kanäle ausstreichen, die sich jedenfalls nach oben noch weiter fortgesetzt haben. Der obere Teil dieses Handstückes ist außerdem durch eine auffällige Unregelmäßigkeit in der Anordnung der Kanäle ausgezeichnet. Links oben nämlich läuft ein Bündel von Kanälen diskordant über die Köpfe der von unten aufsteigenden Kanäle hinweg. Ich erkläre mir das durch Störungen, die während des Wachstums stattfanden und die stellenweise das weitere Wachstum der Spongie verhinderten. Die verletzten Teile wurden dann von der Seite her überwuchert. Andere Unregelmäßigkeiten hingegen haben einen anderen Ursprung. Die zwei mit *d-d* bezeichneten Linien in Figur 3 entsprechen zwei Drucksuturflächen, die sich natürlich erst viel später, als die Spongie längst fossil geworden war, gebildet haben können, wahrscheinlich anläßlich der Aufrichtung und Faltung des ganzen Kalklagers. Auf diesen Suturflächen ist der zwischenliegende Kalk in Lösung gegangen und es stoßen auf ihnen jetzt Teile zusammen, die ursprünglich in einer gewissen Entfernung von einander lagen. Auch der einstige Zusammenhang der Radialkanäle ist dadurch gestört worden und diejenigen, welche sich auf der Suturfläche begegnen, passen nicht mehr genau aufeinander.

Auf der unteren Bankfläche (Figur 4) hat die Verwitterung die verkieselten Kanäle stark hervortreten lassen und man sieht sehr deutlich, wie sie alle radial einem Punkte zustreben. Es ist aber unwahrscheinlich und sogar unmöglich, daß dieser Punkt zugleich die Basis unseres Stockes darstelle. Sie ist jedenfalls außerhalb des Handstückes, also in einer tieferen Kalkbank zu suchen und es läßt sich deshalb über die Art, wie die Spongien auf dem Boden fest saßen, nichts aussagen, so lange nicht Exemplare mit vollständiger Basis aufgefunden werden.

Wir erhalten somit das Bild eines halbkugelförmigen Stockes, dessen Fuß unbekannt ist. Die radialen Kanäle entspringen längs einer vertikalen Achse, radiär im Querschnitt, fiederartig im vertikalen Längsschnitt. Die einzelne Spongie hatte infolge dessen die Möglichkeit, wenn sie in ihrem weiteren Breitenwachstum durch die benachbarten Stöcke gehemmt wurde,

wenigstens in die Höhe weiter zu wachsen, und wenn an ihrer Oberfläche im Laufe der Zeit Teile abstarben oder zerstört wurden, so konnte sie dieselben durch seitliches Überwachsen wieder ergänzen.

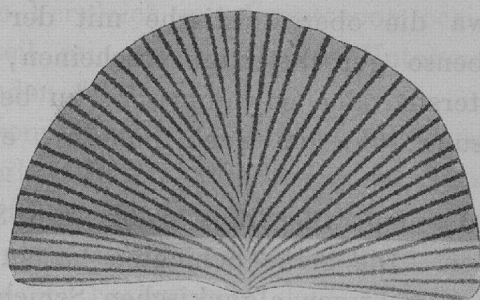


Fig. 8. Schematischer Medianschnitt durch einen Atikokanienstock mit seinem radialen Kanalsystem.

Die anderen, aber nicht so vollkommen erhaltenen Stöcke, die ich besitze, bestätigen im allgemeinen das von diesem Stocke gewonnene Bild, schließen aber die Wahrscheinlichkeit nicht aus, daß ihre äußere Gestalt nicht immer ebenso regelmäßig war, wie in dem beschriebenen Fall. Stets jedoch tritt die radiäre Anordnung der Kanäle scharf hervor. Das charakteristische Innenskelett hat sich bei allen Stücken in bald mehr, bald weniger großer Vollständigkeit durch Anätzen sichtbar machen und auch im Dünnschliff nachweisen lassen. Diese Struktur und die radialen Kanäle sind es, die vorhanden sein müssen, um ein Stück zu Atikokania zu stellen.

d) Die systematische Stellung und das geologische Alter von Atikokania.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß die nächsten Verwandten der Atikokania bei den Aulocopiden zu suchen sind, wenschon keines der Genera dieser Familie mit Atikokania identisch ist. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse kommen Vertreter der Aulocopiden nur im Cambrium und Silur vor. Der Fund von Atikokania in Ablagerungen solchen Alters hätte somit nichts Befremdendes an sich, denn diese Form trägt durchaus keine Eigenschaften eines primitiveren Baues zur Schau. Würde es gelingen, in dem Steeprockkalk sichere cambrische Versteinerungen zu finden, dann würde sich Atikokania in eine solche Fauna ganz natürlich einreihen. In dieser noch wenig durchforschten und schwer zugänglichen Gegend sind aber solche Funde nicht unmöglich, wenn schon es ebenso wohl möglich ist, daß diese

aulocopiden Atikokanien, die man auch mit Rauff zu den orchocladinen Spongien rechnen kann, einer der untercambrischen unmittelbar vorausgegangenen Fauna angehörten. Denn wenn es eine solche Fauna überhaupt gegeben hat, dann wird sie wohl mit der nachfolgenden Fauna ebenso viel Ähnlichkeit besessen haben, als etwa die obercambrische mit der untersilurischen zeigt, und es möchte dann ebenso gerechtfertigt erscheinen, sie als eine vorcambrische als wie eine unterste oder eo-cambrische zu bezeichnen. Dahingegen besteht keine Veranlassung, ihr ein noch höheres, etwa archaisches Alter zuzuschreiben.

Nach Lawsons Auffassung allerdings sollen die Steeprockschichten ins mittlere Archäikum fallen. Die Seine-Schichten hätten oberarchaisches Alter und auf ihnen lägen die mächtigen algonkischen Schichten der Animikie- und Keweenawan-Formation. Van Hise und Leith haben die Steeprockschichten ins mittlere Huron und Colman sogar ins Keewatin verlegt.

Diese Altersbestimmungen beruhen jedoch ausschließlich auf den Lagerungsverhältnissen, die in dieser Gegend sehr schwer festzustellen, nicht genugsam bekannt und trügerisch sind für die chronologische Feststellung. Über den Schichten des kanadischen Schildes legen sich flach transgredierend die Schichten des Silurs, dessen ältere Schichten auf den Süden beschränkt sind, während von den jüngeren jede nächstfolgende weiter nach Norden reicht. Ablagerungen cambrischen Alters sind in dieser Gegend Canadas noch nicht nachgewiesen. Es ist deshalb sehr wohl möglich, daß diese Transgression hier erst mit Beginn der Silurperiode einsetzte und sich über ein Festland ausbreitete, das aus gefalteten älteren Schichten bestand. Wann diese Faltung eingetreten ist, wissen wir nicht. Jedenfalls aber kann sie erst nach Ablagerung der Steeprockschichten erfolgt sein. Wären letztere entsprechend dem cambrischen Aussehen der Atikokania untercambrischen Alters, dann könnten die Faltungen während des mittleren Cambriums, die nachfolgende Erosion und Abtragung etwa in obercambrischer Zeit stattgefunden haben.

Mit dem paläontologischen Befunde würde eine solche Deutung ganz gut übereinstimmen und auch die dortigen Lagerungsverhältnisse, soweit ich sie habe kennen lernen, könnten damit leicht in Übereinstimmung gebracht werden.

Cryptozoon Walcottii n. sp.

(Tafel II Fig. 2, Tafel VIII Fig. 1—2.)

Walcott kannte nur ein Bruchstück vom Steeprocklake, von dem er einen Schliff in natürlicher Größe abgebildet hat und sagte, daß es eine mit *Cryptozoon occidentale* aus dem Grand Canyon verwandte Form sein könne.

Aus der Abbildung selbst geht diese Möglichkeit allerdings kaum hervor, doch mag dies an dem das Bild störenden Raster liegen.

Ich habe von dort mehrere größere Stücke mitgebracht, die auch nach ihrer mikroskopischen Struktur sich mit Sicherheit als zu *Cryptozoon* gehörig erwiesen haben. Einen Vergleich mit *Cryptozoon occidentale* kann ich jedoch nicht durchführen, weil mir von letzterem Untersuchungsmaterial aus den schon erwähnten Gründen fehlt.

Die *Cryptozoen* vom Steeprocklake sind alle ausgezeichnet durch starke Dolomitisierung und gleichzeitige Sideritisierung. Auch Kieselausscheidungen fehlen darin nicht. Infolge der Zersetzung des kohlensauren Eisenoxyduls zu Eisenhydroxyd treten diese Gebilde an den angewitterten Felsoberflächen durch ihre braunen bis schwarzen Farben sehr deutlich hervor. Ihre makroskopische Struktur mit den stark gewundenen, mehr oder minder konzentrischen bis unregelmäßig verbogenen Schichten macht sie ebenfalls leicht sichtbar. Die mikroskopische Struktur tritt im Dünnschliff (Taf. VI Fig. 6) in den noch kalkigen Lagen deutlich hervor, ist aber in den ganz dolomitisierten Teilen völlig verloren gegangen. In angewitterten dolomitisierten Stücken werden die kalkig erhaltenen aber oberflächlich wieder ausgelauchten *Cönosarkröhren* als feine Hohlräume deutlich sichtbar.

Ich habe solche *Cryptozoen* nicht nur an den drei Fundorten der East-Bay sondern auch am linken Eingang zu der Nordwestbucht gefunden. Bei Point 2 stand eine Kalkbank an, die ganz aus solchen *Cryptozooenstöcken* zusammengesetzt war, ähnlich wie dies bei Saratoga der Fall ist. In den Wachstumsformen besteht jedoch mit *Cryptozoon proliferum* ein genügender Unterschied, so daß eine spezifische Identität ausgeschlossen ist.

Die einzelnen Stöcke wuchsen vertikal in die Höhe, verbreiterten sich dabei aber sehr wenig und stehen so dicht neben einander, daß man denken könnte, sie seien seitlich mit einander verwachsen gewesen. Jene Platte, von der ich wegen ihrer Härte nur das in Tafel VIII Figur 1 abgebildete Stück abschlagen konnte, erinnerte mich an gewisse Hippuritenbänke der Gosaukreide, wo die einzelnen Hippuriten ebenfalls aufrecht und dicht nebeneinandergereiht stehen. Die Oberfläche dieses Stückes gibt den Querschnitt von vier Stöcken, der aber zufällig nicht rechtwinkelig, sondern schräg zur Vertikalachse liegt, also die konzentrischen Ringe verzerrt erscheinen lassen.

Ich nenne diese Art *Cryptozoon Walcottii*, da sie nach Walcotts neuester Abbildung (Smyth, Coll. Vol. 64 Nr. 2 1914) des *Cryptozoon occidentale* mit diesem keine spezifische Ähnlichkeit (Taf. XV Fig. 2) zeigt und jedenfalls eine besondere Art ist.

Dahingegen besteht eine Ähnlichkeit mit jenen Formen, die Walcott als *Newlandia concentrica* aus dem unteren Newlandia-Kalkstein der Big Belt Mountains in Montana beschrieben hat und ebenso mit *Collenia occidentalis* (Taf. XV Fig. 5—6, non 4) und *Weedia tuberosa* (Taf. II Fig. 1—2) aus dem Siyeh Limestone des Glacialpark, Montana. Gleichwohl ist eine Identifizierung weder der Art noch dem Genus nach möglich, weil von diesen neuen Genera die mikroskopische Struktur noch völlig unbekannt ist und ich davon kein Material besitze, um dieselbe festzustellen. Walcott glaubt allerdings, daß diese neuen Genera dem Pflanzenreich angehören und ihren Ursprung Cyano-phyceencolonien verdanken. Aber von diesen Blaualgen selbst sind noch keine Spuren gefunden worden. Nur *Camasia*, die aber der äußeren Form nach von jenen anderen Genera recht verschieden ist, schließt in seiner opal-ähnlichen Kieselsubstanz Reihen kleiner, nur 2μ großer, unregelmäßig polygonaler „Zellen“ ein, die mit denjenigen einer lebenden blauen Fadenalge (Taf. XX Fig. 3 u. 7) den Umrißen nach vergleichbar sind. Es ist aber sehr zweifelhaft, ob dies wirkliche fossile Zellen sind. Vor allem müßte man doch wissen, welche chemische und mineralogische Beschaffenheit sie haben. Das gilt auch für die dunklen, rundlichen $6—12\mu$ großen Körper der Figur 5, die ebenfalls Zellen sein sollen, vielleicht aber nur kleine Eisenoxydkörner sind. Es ist im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß der protoplasmatische Inhalt solch kleiner und zarter Körper während des Eindringens der Kieselsäure, die ja erst nach dem Absterben der Algenfäden eingedrungen sein könnte, seine äußere Form unverändert bewahrt haben sollte. Die pflanzliche Entstehung dieser Gebilde ist somit noch ganz unbewiesen.

Ob *Newlandia concentrica* aus der Beltformation mit dem *Cryptozoon Walcottii*, dem es äußerlich recht ähnlich ist, zu identifizieren ist, kann nur durch eine Untersuchung ihrer Struktur durch Anätzen oder mit dem Mikroskop entschieden werden. So lange dies nicht der Fall ist, läßt sich auf den Synchronismus der beide Gebilde einschließenden Schichten kein sicherer Schluß ziehen.

Zweifelhafte Bildungen.

Unter den Kieselausscheidungen des Steeprockkalkes fiel mir beim Eingang in die NW-Bucht eine Form auf, die nicht gewöhnlich ist. Ein davon mitgebrachtes Stück habe ich in Tafel VII Figur 3 in natürlicher Größe abgebildet. In einem kalkarmen Dolomit liegen dicht gedrängt kieselige Bänder eingelagert, aber weder konkordant zur Bankung, noch auch untereinander. Der Verlauf dieser Bänder wechselt so rasch, daß er schon auf der Rückseite

des abgebildeten Stückes ein anderer als auf der Vorderseite ist. Organische Strukturen konnte ich darin keine finden und ich würde über diese Bildung als einer anorganischen stillschweigend hinweggegangen sein, wenn nicht Walcott unter dem Namen *Newlandia major* (l. c. Taf. III Fig. 3) und *Camasia spongiosa* (Taf. IX Fig. 1—2 u. Taf. XII Fig. 1—2) ähnliche Formen als fossile Pflanzen-Kolonien abgebildet hätte.

Schlussergebnis.

Der Steeprockschichtstein schließt wirkliche Versteinerungen ein: eine lithistide Spongie: *Atikokania Lawsoni* Walc. und eine Stromatoporide: *Cryptozoon Walcottii* n. sp.

Nach der zurzeit herrschenden stratigraphischen Auffassung gehören die Steeprockschichten dem Huron an und wären somit tiefpräcambrisch oder archaisch, was Lawson zu dem Ausspruch berechtigte, die von ihm gefundenen Versteinerungen seien die ältesten Lebensformen, die bis jetzt gefunden worden sind.

Die mikroskopische Untersuchung hat jedoch ergeben, daß diese Versteinerungen einen ausgesprochen cambrischen Charakter haben, der vermuten läßt, daß sie entweder erst in cambrischer oder in einer dieser unmittelbar vorausgegangenen Zeit gelebt haben.

Die Lagerungsverhältnisse am Steeprockschichtsee stehen mit einer solchen Altersbestimmung insofern nicht im Widerspruch, als unter den dort vorhandenen Schichtgesteinen die Steeprockschichten, wenn wir dabei von den diluvialen Ablagerungen absehen, die jüngsten sind.

Wenn somit auch die den canadischen Schild aufbauenden Schichten auf der stratigraphischen Leiter um einige Sprossen heraufrücken, so bleibt doch der große Gegensatz zwischen dem Schild im Osten und dem Felsengebirge im Westen während des Cambriums bestehen. Während nämlich hier sich, ohne Spuren einer irgendwie größeren Unterbrechung zu zeigen, die Sedimente im cambrischen Meere zu erstaunlicher Mächtigkeit über den Beltschichten in concordanter Lagerung aufgehäuft haben, fehlen sie auf dem canadischen Schilde ganz. Zwar wird der von Süden her transgressiv auf den Schild herübergreifende Sandstein, der die Unterlage der silurischen Schichten bildet, vielfach als cambrischer Potsdamsandstein bezeichnet und es wäre ja wohl auch möglich, daß seine Ablagerung noch gerade während der zu Ende gehenden cambrischen Zeit stattgefunden habe, aber es sind bis jetzt noch keine Versteinerungen darin gefunden worden, durch die dies mit Sicherheit zu beweisen ist. Keinesfalls jedoch darf er als ein vollwertiger Vertreter der

cambrischen Ablagerungen des Felsengebirges angesehen werden und er hat wohl hauptsächlich nur die Bedeutung einer klastischen Transgressions-Ablagerung, die dem entsprechend im Süden früher entstand als im Norden und deshalb um so jünger sein muß, je weiter im Norden sie liegt.

Das steht in gutem Einklang mit dem eocambrischen oder jung präcambrischen Alter des Steeprocksalkes. Denn zwischen seiner Entstehung und jener des Transgressions-Sandsteines muß ein langer Zeitraum gefallen sein, in dem zunächst die Steeprockschichten aus dem Meere gehoben und gefaltet wurden infolge jener weit ausgedehnten orogenetischen Bewegung, die im Westen Canadas die huronischen, im Osten die Grenville-Schichten ergriffen haben. Sodann folgte eine Periode, in welcher das von Gebirgserhebungen durchzogene Festland der Erosion ausgesetzt war, wodurch seine höheren Teile abgetragen und in die Niederungen des Festlandes verfrachtet wurden. Zugleich fanden an vielen Stellen bedeutende vulkanische Ausbrüche statt, deren Laven und Tuffe sich zusammen mit jenen Erosionsprodukten über dem Festlandboden, besonders in dessen Niederungen, ansammelten zu dem, was die amerikanischen Geologen als die Keweenawan und die etwas ältere Animikie-Formation bezeichnen. Diese Schichten liegen deutlich discordant abwechselnd auf den verschiedenalterigen Gesteinen des Präcambriums (Huron, Grenville-Schichten, Laurentian etc.) und erweisen sich dadurch als jüngere Bildungen, die heute noch an vielen Stellen ganz flach liegen und auch da, wo sie später vom orogenetischen Bewegungen erfaßt worden sind, doch nirgends so stark gestört wurden wie das ältere Präcambrium.

Hiernach erst erfolgte die große Silurtransgression, welche den canadischen Schild überschwemmte und dieses alte Festland mindestens zum größten Teil unter Wasser setzte. Die Festlandperiode, die damit zu Ende ging, muß lange gedauert und gerade ins Cambrium gefallen sein, das sie ganz oder doch mindestens zum großen Teil in Anspruch nahm. Keweenawan und Animikie erscheinen somit als cambrische Ablagerungen in terrestrer Facies und wenn es einmal gelingen sollte, irgendwo in ihnen marine Versteinerungen aufzufinden, dann dürften es voraussichtlich cambrische sein, die beweisen würden, daß sich von den umgebenden Ozeanen einzelne Meeresbuchten in dieses alte Land stellenweise und zeitweilig herein erstreckt haben.

Tafelerklärung.

Tafel I.

Figur 1. *Cryptozoon proliferum* Hall von der Hoytfarm. Tangentialschliff, $\times 13$.

Das dunklere Coenothek schließt die hellen unregelmäßig netzförmigen Coenosarkröhren ein. Nur links unten ist das Coenosark nicht ganz tangential getroffen und zeigt infolgedessen eine mehr reihenförmige Anordnung. Man unterscheidet leicht die größeren im Bild bis 3 mm breit erscheinenden ($= 230 \mu$) Coenosarkröhren von den feineren bis $\frac{1}{3}$ mm breiten ($= 25 \mu$). Kleine Quarzkrystalle, im Durchmesser $\frac{1}{2}$ – $2\frac{1}{2}$ mm groß (40 – 200μ), liegen ziemlich häufig, aber regellos verteilt, im Schliff. Sie lassen sich an ihren scharfen, mehr oder weniger rundlichen Umrissen und dem Fehlen von Staub oder Spaltlinien im Innern leicht erkennen und von der ebenfalls hellen Coenosarkfüllmasse unterscheiden, in welcher stets die Umrisse der einzelnen, sie zusammensetzenden Calcitkrystalle als feine Linien erscheinen und deren Grenze gegen das dunklere Coenothek nicht scharf gezogen sind. In der besonders dunklen Coenothekmasse, die von oben her in das Bild hereinragt, sind neben vielen ganz kleinen auch 2–3 mm große eingesprenzte Dolomitrhomboëder deutlich zu erkennen.

Figur 2. Dieselbe Art von ebenda, im Querschnitt, $\times 12$.

Von rechts nach links ziehen drei verschiedenartige Coenotheklagen durch das Bild. Die obere und untere zeigen die für die Radialschnitte charakteristische, vorherrschend horizontale und vertikale Anordnung der Coenosarkröhren, während in der mittleren Lage diese Regelmäßigkeit fehlt, vielleicht weil in ihr eine andere Wachstumsrichtung herrschte, so daß sie durch den Schliff weniger radial als tangential getroffen wurde. Dolomitkrystalle sind in lagenförmiger Anordnung und mehr oder minder geschlossenen Zügen den Coenotheklagen annähernd parallel eingeschaltet. Ganz unten sieht man auf dem Bild eine durch ihre schwarze Farbe hervortretende Drucksutur, die aber als solche sich erst bei stärkerer Vergrößerung deutlich zu erkennen gibt. Die Coenothekschicht, welche unmittelbar darüber liegt, wird von ihr nach der rechten Seite hin plötzlich abgeschnitten, wie das für eine Drucksutur charakteristisch ist.

Figur 3. Dieselbe Art von ebenda, $\times 12$.

Es liegen in diesem Schliff mehrere Zuwachszonen über einander, von denen die mittlere verhältnismäßig hell erscheint und einen eigenartigen zungenförmigen Auswuchs zeigt, während die anderen nur schwach gebogen sind. Jede dieser Anwachszonen ist dadurch ausgezeichnet, daß das Coenothek an ihrer Basis durch zahlreiche Coenosarkröhren aufgehellte ist, aber nach oben dichter wird und daß schließlich die ganze Zone mit einer dunklen Linie abschließt. Dolomitlagen ziehen quer durch das Bild, ohne Rücksicht auf die Verbiegungen der Zuwachszonen zu nehmen. Auch Quarzkörner liegen in wechselnder Häufigkeit in den einzelnen Zonen und in den Dolomitbändern, die sich dadurch als Teile von nachträglich umkrystallisierten Zuwachszonen erweisen.

Figur 4. Dieselbe Art von ebenda. Vertikalschliff mit Dolomitgängen auf Zerreißungsspalten, $\times 12$.

Von den Zuwachszonen ist die unterste von der darüberliegenden durch eine breite Sandschicht mit vielen Quarzkörnern getrennt, auf der zu oberst noch eine dünne Lage von Dolomitrhomboëdern ausgebreitet ist. Zwei feine geradlinige Dolomitgänge setzen durch die Anwachs-

zonen und werden von einem dritten, breiteren unregelmäßige Haken werfenden Gang durchschnitten. Dieser ist jedenfalls jünger als die anderen zwei Gänge, aber auch als jene Dolomitrhomboëderlage, denn da wo er diese berührt, ist die Trennung beider scharf und beweist, daß die Krystalle des Dolomitlagers schon auskrystallisiert waren, bevor jene Dolomitspalte entstand.

Figur 5. *Cryptozoon Ruedemanni*, $\times 12$.

Dieser tangentielle Schnitt zeigt die mit Dolomitkrystallen ausgefüllten hellen Coenosarkröhren, die sich von dem dunkleren Coenothek deutlich abheben. In dem oberen Teil zieht ein schmaler Sandstreifen ($60-120\mu$ breit) quer durch das Bild. Er besteht aus hellem, feinem Sandstaub. Die Quarzkörner erreichen den Durchmesser von 40μ meist nicht. Dazwischen liegen viele winzige Eisenerzkörner und ein, wie es scheint, dolomitisches Bindemittel. Die zwei großen weißen Flecken im Bild sind nur Lücken im Schliff.

Figur 6. *Cryptozoon spec. indet.* aus dem Eisenbahneinschnitt von Greenville, $\times 12$.

In diesem vollständig dolomitisierten *Cryptozoon* ist die ursprüngliche Hydrozoenstruktur fast ganz verschwunden und läßt sich nur noch stellenweise an den trüberen Partien erkennen, die dem Coenothek entsprechen und sich von einem Dolomitkrystall in dem anderen fortsetzen. Die Umrisse der Dolomitkrystalle sind alle durch dunkle, schwarze Linien markiert. Der lagenweise Aufbau des Stockes ist noch an den von rechts nach links horizontal das Bild durchlaufenden dunklen sandigen Bändern zu erkennen, in denen neben den Quarzkörnern auch noch viel Eisenerz liegt. Das Bindemittel besteht aus äußerst feinkörnigem Dolomit. Die zwei sich kreuzenden dunklen Striche rechts unten gehören nicht zum Schliff.

Tafel II.

Figur 1. *Cryptozoon spec. indet.*

Das Bild gibt eine Stelle aus Figur 6 Tafel I in dreimal stärkerer Vergrößerung. Die Dolomitkrystalle sind allotriomorph. Die trübe bis dunkel erscheinenden Teile derselben stehen zum Teil von Krystall zu Krystall mit einander in Verbindung und geben so Lage und Form der Coenothek-Äste an. Die Trübung ist durch winzige Poren und Körperchen verursacht, deren spezielle Natur sich nicht bestimmen läßt. Die Ränder der Krystalle sind stets von einem dünnen Häutchen einer bräunlichen, durchscheinenden Substanz umgeben, welche die schon in Figur 6 Tafel I auffallenden Begrenzungslinien der Krystalle bedingen.

Figur 2. *Cryptozoon proliferum* von der Hoytfarm, $\times 12$.

Eine unten noch ins Bild hereingreifende Coenotheklage ist von der darüberliegenden dunklen Lage durch eine schmale dolomitisierte helle Zone getrennt. Über der dunklen Coenotheklage liegt eine breite Dolomitzone mit Palimpseststruktur, in der aber noch ein unregelmäßiger Rest eines dunklen Coenotheklagers eingeschlossen ist. Einzelne Quarzkörner bis zu 3 mm Größe (bis 250μ) liegen sowohl in letzterem als auch in der Dolomitzone eingeschlossen. In letzterem erkennt man auch einen 4 mm großen Oolith, dessen konzentrische Struktur trotz der Dolomitierung noch palimpsestartig erhalten ist. Einige feine Dolomitgänge setzen durch die dunkle untere Coenotheklage quer hindurch und verbinden so die zwei dolomitisierten Zonen.

Figur 3. *Cryptozoon proliferum* Hoytfarm, $\times 2$.

Gibt einen Überblick über die Lamellenstruktur des *Cryptozoon* und zugleich über die, durch Dolomitgänge mit einander verbundenen dolomitisierten Zonen. Von diesem Schliffe gibt Figur 2 Tafel I eine Stelle vom oberen Rande in stärkerer Vergrößerung wieder.

Figur 4. *Cryptozoon proliferum* von der Hoytfarm, $\times 2$.

Das teilweise dolomitisierte Stück zeigt die zwischen die Coenotheklamellen eingeschalteten Sandschichten. Figur 2 auf Tafel II gibt ein Stück des Schliffes am linken Rande in stärkerer Vergrößerung aber umgekehrter Orientierung wieder.

Figur 5. *Cryptozoon Ruedemanni*, $\times 2$.

Zeigt die dunkel erscheinenden Streifen, von denen Figur 5 auf Tafel I einen in zwölf-facher Vergrößerung wiedergibt. Sie unterscheiden sich von den Sandlagen in *Cryptozoon proliferum* nicht nur durch ihre Feinheit, sondern auch dadurch, daß sie die coenothekale Bänderung

ohne Rücksicht auf deren Verlauf durchschneiden, einen eigenartigen, an Drucksutturen erinnernden feingezackten Verlauf haben und sich vielfach netzförmig mit einander verbinden.

Figur 6. Cryptozoon Walcottii spec. vom Trueman Point des Steeprocksees, $\times 13$.

Die hellen Coenosarkröhren sind im oberen Teile des Bildes in annähernd radialer, im unteren mehr in tangentialer Richtung geschnitten.

Figur 7. Schliff durch eine gänzlich dolomitisierte Spongie aus dem oberen Helenadolomit vom Mount Helena, $\times 45$. (Siehe S. 12 im I. Teil dieser Arbeit, 1915, Bd. XXVIII, 1. Abhandlung.)

Ein Teil der Dolomitkrystalle ist durch feinen Staub getrübt. Die nicht getrühten hellen Teile entsprechen wahrscheinlich dem ursprünglichen Kieselskelett einer lithistiden Spongie.

Tafel III.

Figur 1. Eozoon, $\times 2$.

Dieser Schliff soll hauptsächlich die charakteristische Bänderstruktur des Eozoon zeigen. Die Serpentinlagen erscheinen dunkel, die Kalklagen hell, aber mit schwacher Trübung. Die Calzitgänge setzen in großer Zahl quer durch die Serpentinlagen, ohne in die Kalklagen selbst einzudringen und darin fortzusetzen. Chrysotilbänder fehlen in diesem Schliffe vollständig. Die Kalklagen hat Carpenter als Zwischenskelett, die Serpentinlagen als Ausfüllung von Foraminiferenkammern gedeutet. Besonders im unteren Teil des Bildes erkennt man Apophysen von Serpentin in den Kalklagen. Man sieht, daß die Serpentinlagen auf der Innenseite der Krümmung breiter sind und nach der Außenseite hin schmaler werden und gedrängter stehen.

Figur 2. Ein Teil des obigen Schliffes, $\times 12$.

Er zeigt zwei Serpentinlagen, die durch eine dunkel erscheinende Kalklage zwar getrennt werden, an einer Stelle aber doch in unmittelbare Verbindung treten infolge davon, daß sich die Kalklage an dieser Stelle zuspitzt und auskeilt. Die Maschenstruktur des Serpentin ist deutlich sichtbar und ebenso sein Eindringen in den Kalk auf schmalen vorwiegend parallelen und zum Teil seitlich miteinander verfließenden Apophysen. Die kleinen hellen, isolierten, runden Partien im Kalk sind ebenfalls Serpentin aber mit Pikrolith-Struktur. Mehrere Calzitgänge setzen quer durch den Schliff. Man erkennt sie teils an den geraden Spaltdurchgängen und den Zwillingslamellen des Calzites, teils an ihren feinen ausgezackten Salbändern. Diese Auszackung ist bedingt durch feine, zum Salband senkrecht gestellte Serpentinadeln, die zackenförmig ein Stück weit in den Calzitgang hereindringen. Es stellen diese Gänge Zwischenstufen dar, zwischen den reinen Calzit- und den reinen Chrysotilgängen. Der Gangcalzit unterscheidet sich von dem der Kalklage durch seine größere Durchsichtigkeit. Wo die Gänge auf das mittlere Kalkband treffen, hören sie auf und setzen nicht durch dasselbe hindurch. Sie liegen also nur im Serpentin. Sie können somit keine Ausfüllungen von Zerreißungsspalten sein, die das ganze Eozoongestein getroffen haben. Die Kalklagen sind davon jedenfalls ausgenommen. Links oben liegt eine jüngere Serpentinmasse, die nach Art einer Kumuluswolke in das Bild hereinragt und die die von unten nach oben streichenden Calzitgänge unterbricht. Im Gegensatz zu den zwei Serpentinlagen zeigt diese Wolke zahlreiche radiafaserige rundliche oder gekrümmte gewundene Partien (Pikrolith), die im polarisierten Licht sehr viel deutlicher als im gewöhnlichen hervortreten. Diese Serpentinwolke ist jedenfalls eine jüngere Bildung, die auf Kosten der Calzitgänge und deren Nebengestein entstanden ist.

Figur 3. Eozoonschliff, $\times 12$.

Zeigt einen Calzitgang in einer Serpentinlage. Rechts oben ragt noch ein Stück der angrenzenden Kalklage herein, erkennbar an seinen trüben Calzitkrystallen. Ein schmales Calzitfaserband liegt dort genau auf der Grenze gegen den Serpentin, also nach Art eines „proper wall“. Aber sowohl nach rechts, wo es sich bald auskeilt, als auch nach links biegt es von dieser Grenze ab und zieht sich mitten in die Serpentinlage hinein, in der es sich sogar weiter hin gegen den unteren Bildrand zu verästelt. Die Faserung des Kalkes behält im ganzen Bilde annähernd die gleiche Richtung und zeigt schwache Ablenkung davon nur da, wo die Fasern verbogen sind, wahrscheinlich infolge eines nachträglichen Druckes im Gestein. In den breiteren Fasern erkennt man noch deutlich die rhomboëdrischen Spaltdurchgänge. Vermutlich entspricht

die Faserung einer feinen Zwillingslamellierung, so daß die Struktur vielleicht richtiger als eine feinblättrige bezeichnet werden sollte. Auch hier, wie in Figur 2 zeigen die Salbänder eine feine Verzahnung mit dem Serpentin, der nadelförmig in die Gänge hereinspitzt. Daneben liegen im Serpentin auch noch echte Chrysotilbänder, deren Faserung fast genau die gleiche Richtung hat, wie die in den Calzitgängen. Auf der Abbildung treten sie allerdings sehr wenig deutlich hervor und können nur an den unter einander parallel gestellten einzelnen dunklen Linien erkannt werden, deren Richtung mit der der Calzitfaserung parallel verläuft. Im polarisierten Lichte hingegen treten sie mit großer Klarheit hervor. Dieses Bild beweist, daß die Deutung der Faserkalkbänder ebenso wie die der Chrysotilbänder als Foraminiferenschalen gänzlich unhaltbar ist.

Figur 4. Eozoonschliff, $\times 12$.

Eine Calzitlage zieht sich von oben nach unten durch die Mitte des Bildes und ist zu beiden Seiten von je einer Serpentinlage begrenzt. Der treppenförmig verlaufende helle dünne Streifen im Calzitlager nahe seinem rechten Rande ist ein durch Zereissung des Dünnschliffes beim Aufkleben entstandener Spalt. Die Calzitkristalle, die zum größten Teile sehr deutlich die rhomboëdrischen Spaltdurchgänge zeigen, erscheinen sehr trüb infolge von winzigen Poren und weil der Schliff ziemlich dick ist. Ungefähr die Hälfte der Krystalle ist von Dolomitskeletten mikro-pegmatitisch durchwachsen. (Die dolomitischen Kanäle Dawsons.) Die hellen Einschlüsse in der Calzitlage, die teils rundliche bis eiförmige, teils bandförmige Gestalt haben, bestehen aus mikrokristallinem Serpentinaggregat. Auf der linken Seite der Calzitlage zieht sich ein Chrysotilband hin, dessen Faserung trotz nachträglicher schwacher Verbiegung durchweg gleiche Orientierung hat. Die dunkleren Partien in diesem sonst weiß erscheinenden Band sind durch Kalk-einlagerungen zwischen den Chrysotilfasern hervorgerufen. Nach Carpenter wären dies Reste der ursprünglich perforierten Foraminiferenschale. Seiner Auffassung entsprechend liegt dies Band im unteren Teile dieses Bildes auch genau auf der Grenze zwischen dem als „intermediate skeleton“ gedeuteten Calzitlager und dem die Kammerausfüllungen darstellenden Serpentinband. Diese Deutung wird aber dadurch hinfällig, daß in der oberen Hälfte des Bildes dieses Band plötzlich aus seiner Grenzlage heraus- und in die Serpentinlage eintritt. Auf der anderen Seite der Kalklage fehlt ein solches Band vollständig.

Figur 5. Eozoonschliff, $\times 45$.

Stellt einen Teil einer Kalklage dar, in der einige, durch ihre rundlichen Umrisse auffallenden Fremdkörper eingesprengt sind: auf der linken Seite oben ein 1–9 mm (200 μ) großes rundliches Glimmerblatt, darunter kurz säulenförmige Krystalle, wahrscheinlich von Apatit. Am oberen Rande liegt eine helle Serpentinpartie, an die sich nach unten noch eine schmalere Partie anschließt, die bis über die Mitte des Bildes herunterreicht. Der lange balkenförmige Streifen in der unteren Hälfte ist ein Riß im Schliff. Im Übrigen besteht letzterer aus Calzitkrystallen mit mikropegmatitisch eingewachsenem Dolomit, dessen verästelte Zweige sich zum Teil in perlschnurartige Ketten auflösen, deren einzelne Glieder polygonal umgrenzt sind. Das Gleiche gilt auch für die noch zusammenhängenden Zweige, wo sich diese Glieder an den einspringenden Winkeln erkennen lassen, die an den Seitenflächen der Zweige da liegen, wo zwei Glieder aneinander stoßen.

Figur 6. Eozoonschliff, $\times 12$.

Von den zwei rechts und links in den Schliff hereingreifenden Serpentinlagen gehen feine Gänge apophysenartig in das Kalklager herein, dessen Calzitkrystalle leicht an ihrer Trübung erkannt werden. Diese Serpentinzüge sind im oberen Teile des Bildes hell, im unteren aber trüb und noch dunkler als der Calzit. Man sieht, daß der Serpentin auf unregelmäßigen Spalten in die Calzitkrystalle eingedrungen ist. Die meisten der Calzitkrystalle sind außerdem von Dolomit durchwachsen, was aber wegen der Dicke des Schliffes deutlich nur rechts oben zu erkennen ist. Der die beiden Serpentinlagen verbindende helle Streifen in der Mitte des Bildes und derjenige, welcher von dem linken Serpentin gerade in die Höhe steigt, sind Risse im Schliff.

Tafel IV.

Figur 1. Atikokania Lawsoni Walc. von Point 1, Steeprocksee $10/17$ nat. Gr.

Bruchstück eines Spongienstockes mit teilweise verkieselten Radialkanälen, die nach oben radial auseinanderstrahlen und scheinbar an der oberen 13–20 mm breiten Schicht enden. Sie setzen aber dennoch in dieselbe hinein, da sie aber nicht mehr verkieselt sind, so hat die Verwitterung sie nicht sichtbar machen können, mit Ausnahme einer kleinen Stelle, links am Oberande des Stockes, wo wiederum Verkieselung eingetreten ist. Das Stück ist auf der Tafel so gestellt, daß seine Oberseite die rechte Längsseite bildet.

Figur 2. Eozoonblock der Münchner geologischen Staatssammlung $1/7$ nat. Gr.

Er zeigt auf der linken Hälfte der angeschliffenen Fläche die unregelmäßig aneinandergereihten Diopsidkerne, die von einem breiten dunklen Serpentinband umsäumt sind, an das sich nach außen die Eozoonbänderung aureolenartig anschließt. Am rechten Rand ragt eine solche Bänderung noch in den Block herein, während der dazugehörige Diopsidkern nicht mehr erhalten ist. Der Rest des Bildes zeigt unregelmäßig körnigen Ophicalzit (Acervulines Eozoon Dawsons), der aber gegen die Eozoonbänderung keine scharfe Abgrenzung erkennen läßt. Die das Bild durchsetzenden dunklen gangähnlichen Linien entsprechen Rissen im Gestein, die beim Zerschneiden des Blockes entstanden und mit einem bräunlichen Politurzement verschmiert worden sind.

Figur 3. Die Oberfläche dieses Blockes gibt das Spiegelbild der Oberfläche von Figur 2 wieder. Dieser Block lag ursprünglich auf dem von Figur 2 und ist durch Zerschneiden abgetrennt worden. Auf der dazu senkrecht stehenden Seitenfläche erscheint die Fortsetzung der Diopsid-Kernpartien, welche auf der Oberfläche sichtbar sind. Sie sind ebenfalls mit einem breiten dunklen Band und der feinen Eozoonbänderung umgeben.

Figur 4. Eozoonschliff, $\times 12$.

Rechts und links unten ragen zwei Serpentinlagen in den Schliff herein. In dem Kalklager, das den übrigen Teil des Bildes einnimmt, liegen links oben drei kleine rundliche Serpentineinschlüsse. Die Calzitkrystalle sind durch feine Poren stark getrübt; nur links oben zeigt ein ganz dunkel erscheinender Calzitkrystall eine äußerst feine mikropegmatitische Verwachsung mit Dolomit. Die im Bilde durchschnittlich 1 mm breit erscheinenden Serpentinstreifen im Kalklager sind unregelmäßig dichotom verzweigt und erscheinen, wo sie durch den Schliff quer geschnitten sind, als unregelmäßig rundliche oder längliche Körper, deren Füllung aus einem mikrokristallinen Serpentinaggregat besteht, das zwischen gekreuzten Nicols als solches leicht erkannt wird. Bei gewöhnlichem durchfallendem Licht erscheinen sie im Dünnschliffe weingelb. Chrysotilgänge fehlen vollständig. Die kleinen dunklen Flecken in dem linksseitigen Serpentinband bestehen aus eingesprengtem trübem Calzit.

Figur 5. Eozoonschliff, $\times 12$.

Zwischen einer Serpentinlage unten und einer rechts oben liegt ein durch feine Poren stark getrübt Calzitaggregat, das von einem Serpentinadernetz durchwirkt ist. Diese Adern entspringen zum Teil unmittelbar aus dem Serpentinlager, dessen maschige Struktur deutlich zu sehen ist. Der Serpentin der Adern aber ist mikrokörnig und nur an den Rändern gegen den Calzit faserig entwickelt. Die Fasern stehen rechtwinkelig zum Verlauf des Randes. Diese randliche Faserzone ist bis zu 10μ breit und auf dem Bilde zum Teil zu erkennen, sie tritt aber im polarisierten Lichte sehr viel deutlicher hervor. Die Orientierung der Fasern ist somit hier eine ganz andere als in den Chrysotilgängen. Diese kanalartigen Adern unterscheiden sich von den weingelben und baumförmig verzweigten Kanälen der Figur 4 sowohl durch ihre netzförmige Gestalt als auch dadurch, daß sie bei durchfallendem Lichte ganz wasserhell erscheinen. Die untergeordneten dunklen Flecken im Serpentinlager bestehen wie bei Figur 4 aus trübem Calzit.

Tafel V.

Figur 1. Eozoonschliff, $\times 12$.

Zu unterst tritt eine ganz dunkel erscheinende Kalklage in das Bild herein. Darüber liegt eine Serpentinlage, die rechts und links breit ist, in der Mitte aber sich zu einer schmalen Brücke verengt (ein Stolon nach Carpenter), darüber folgt eine Kalklage, die sich nach rechts stark verschmälert und gegen oben von einer neuen Serpentinlage begrenzt wird. In dem Kalklager liegen kleine bis 5 mm große abgerundete Serpentinpartien eingeschlossen, die so weit sie ganz wasserhell sind, aus radialfaserigem Serpentin (Pikrolith) bestehen. Den Spaltdurchgängen entlang ist Serpentin von den beiden Serpentinlagen aus in die Calzitkrystalle eingedrungen in Form feiner Gänge, die sich zum Teil von beiden Seiten her vereinigen und so das ganze Kalkband nach zwei Richtungen, die den Spaltdurchgängen entsprechen, durchsetzen, nach Art eines Gitters.

Figur 2. Eozoonschliff, $\times 12$.

„Acervuliner“ Teil des Eozoon canadense. Er besteht aus einem körnigen Aggregat von Calzit und Serpentin. Der Calzit zeigt die bekannte Trübung. Der Serpentin läßt größtenteils die Umrissse der Peridotkrystalle, aus denen er hervorgegangen ist, noch sehr deutlich erkennen. Im Innern der einzelnen Serpentinpartien liegen meist kleine trübe Kerne von Kalkkarbonat. In dem Calzit fehlen kanalartige Bildungen vollständig.

Figur 3. Geologische Kartenskizze des Hauptfundortes von Eozoon bei Côte St. Pierre nördlich von St. Andrée Aveline im Maßstab 1:6000.

Tafel VI.

Figur 1. Atikokania Lawsoni Wale., $\times 2$, vom Steeprocklake, Ostbucht, Point 1.

Der noch ziemlich dicke Dünnschliff ist bei durchfallendem Licht photographiert, um das durch Kohlenpartikel dunkel gefärbte Netzwerk deutlich hervortreten zu lassen.

Figur 2. Derselbe Schliff nach weiterem Abschleifen zeigt, wie das Netzwerk sich auflockert in dem Maße als der Schliff dünner wird, weil die Maschen nicht aus breiten Bändern, sondern aus feinen Ästen bestehen. Bei noch weiterem Anschleifen würde das Netzwerk als solches verschwinden und sich in eine Anzahl isolierter Astteile auflösen.

Figur 3. Dünnschliff durch ein Aulocopium aus dem Obersilur von Niagara, $\times 2$.

Das Netzwerk erscheint hier nicht dunkel sondern hell, weil es verkieselt ist. Besonders die weiten Maschen auf der linken Seite des Schliffes sollen zum Vergleich mit dem Netzwerk in Figur 1 und 2 dienen.

Figur 4. Atikokania Lawsoni von Point 2, $\times 2$.

Die angeschliffene und angeätzte Fläche wurde bei auffallendem Licht photographiert und zeigt sowohl die verkieselten Radialkanäle als auch das zwischen ihnen liegende Kieselskelett.

Figur 5. Atikokania Lawsoni von Point 1, $\times 2$.

Angewitterte Oberfläche von dem, auf Tafel VII Figur 2 abgebildeten Stücke. Das feine Spongien skelett tritt deutlich hervor.

Figur 6. Dünnschliff von dem in Figur 4 abgebildeten Stücke, $\times 13$.

Zeigt zwei mit Quarz ausgefüllte Kanäle im Längsschnitt. Der eine Kanal ist ziemlich median, der andere mehr tangential geschnitten. Beide laufen von links oben nach rechts unten durch das Bild. Sie erscheinen ganz hell und bestehen aus einem Quarzaggregat. Die Umrissse der einzelnen Quarzkörner sind nur andeutungsweise zu sehen, treten aber im polarisierten Lichte sehr deutlich hervor. Die Grenzen der Quarzaggregate gegen das Karbonataggregat, welches eine trübere Farbe hat, sind unregelmäßig und einzelne Karbonatkrystalle greifen ebenso unregelmäßig in das Quarzaggregat ein, wie dieses in jenes. Von einer besonderen Kanalwand ist nichts zu sehen.

Figur 7. Atikokania von Point 1, $\times 2$.

Ein frisch angeätztes Bruchstück zeigt das dolomitisierte Nadelskelett an vielen Stellen deutlich hervortretend.

Tafel VII.

Figur 1. Atikokania von Point 2, $\times 1$.

Eine angeätzte Bruchfläche zeigt das dolomitisierte Spongienskelett.

Figur 2. Eine Platte aus dem Lithographenschiefer des oberen Jura von Eichstätt, $\frac{2}{10}$ nat. Gr.

Die konkretionären Eisenmanganringe, welche auf der Oberfläche sichtbar sind, setzen quer durch die Platte hindurch und sind auf ihrer Unterseite in gleicher Weise sichtbar.

Figur 3. Atikokania Lawsoni von Point 1, $\frac{3}{5}$ nat. Gr.

Die Oberfläche dieser Platte entspricht nicht einer Schichtungs- sondern einer Druckschieferungskluft, welche mit den wahren Schichtungsklüften Winkel von bis 70° bildet. Die Oberfläche entspricht infolge dessen einem nicht ganz genau orientierten, aber ungefähr vertikalen Medianschnitt eines Atikokaniastockes. Bei X—X stoßen von außen her die in entgegengesetzter Richtung aufsteigenden Kanäle zweier benachbarter Stöcke an diejenigen des mittleren Stockes an. d—d bezeichnet Anfang und Ende zweier Drucksuturen.

Figur 4. Gibt die Unterseite dieses Stockes, welche auf Figur 3 noch zu unterst aber stark verkürzt zu sehen ist. Sie zeigt deutlich die radiale, von einem Mittelpunkt ausgehende Anordnung der Kanäle, soweit sie verkieselt sind.

Tafel VIII.

Figur 1. Cryptozoon Walcottii n. sp. von Point 2, in natürlicher Größe.

Ein stark verkieseltes und sideritisirtes Stück.

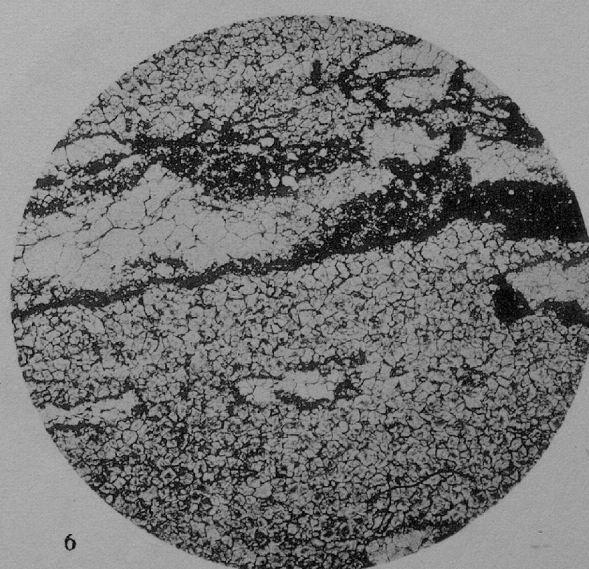
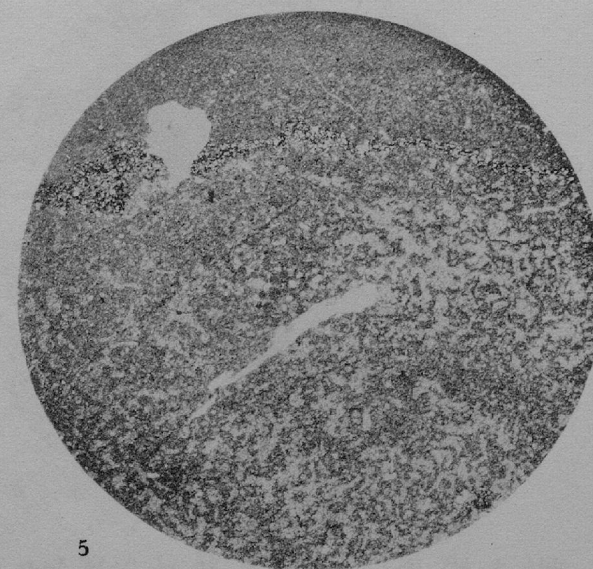
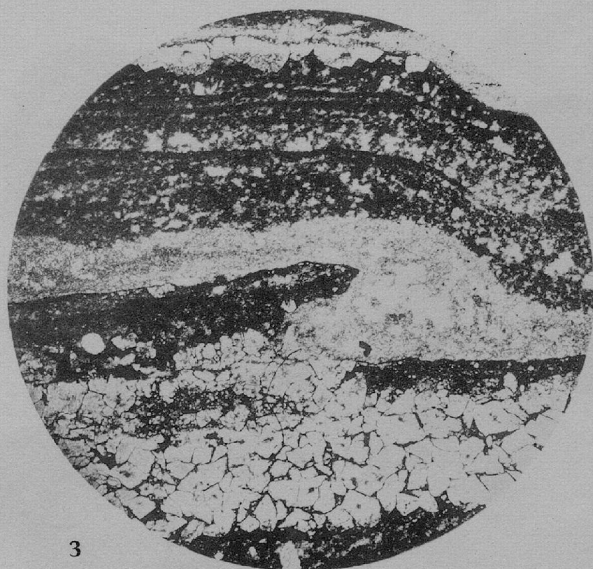
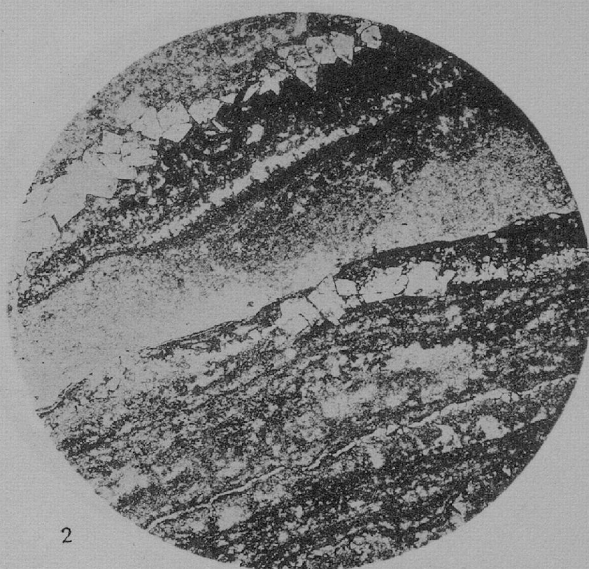
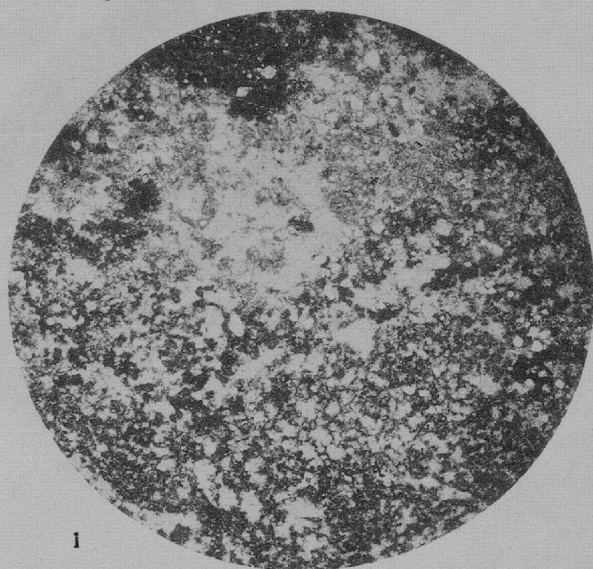
Figur 2. Dasselbe, von dem Westufer am Eingang in die NW-Bucht.

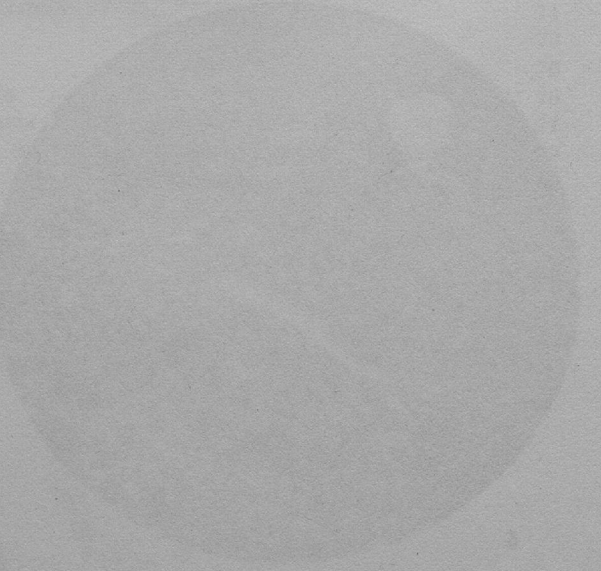
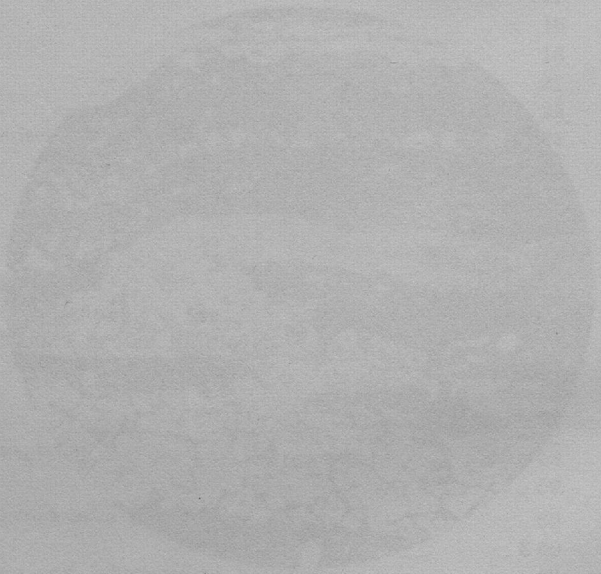
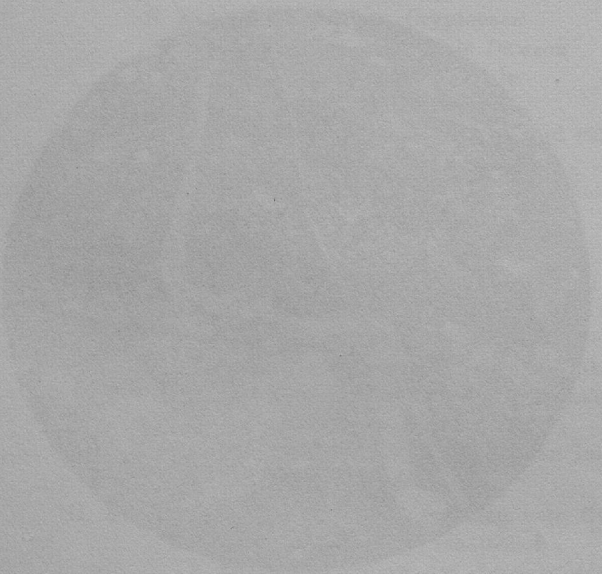
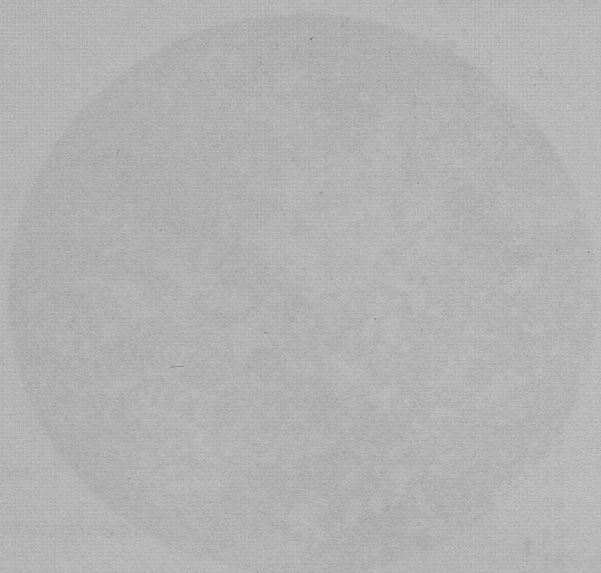
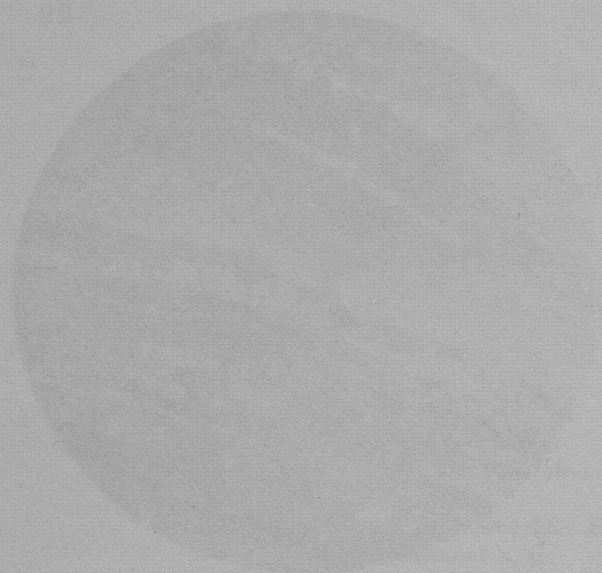
Figur 3. Ein Gesteinsstück von ebenda.

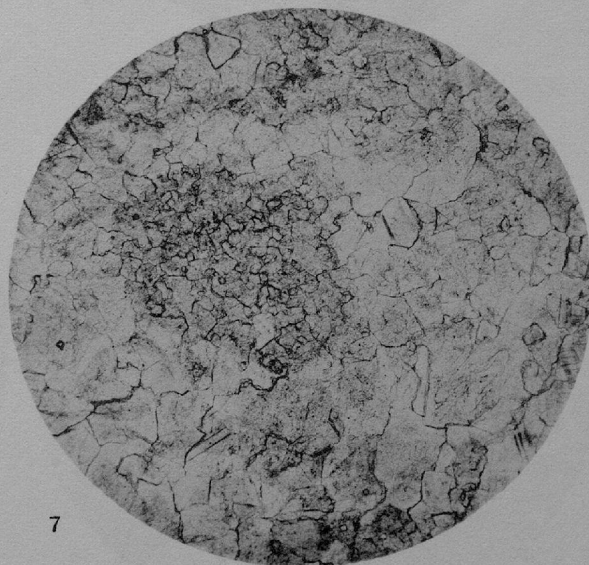
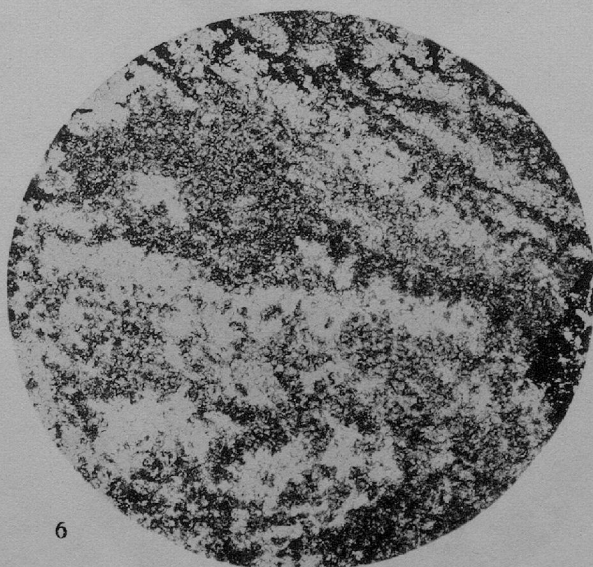
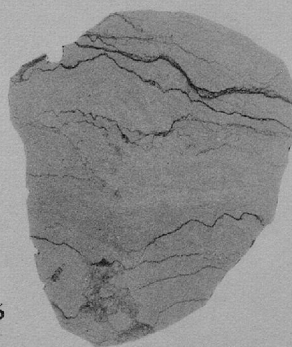
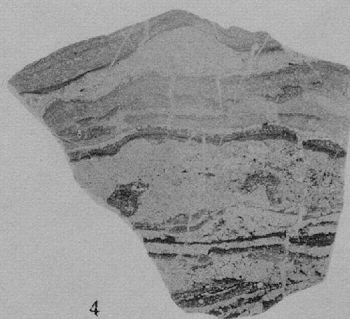
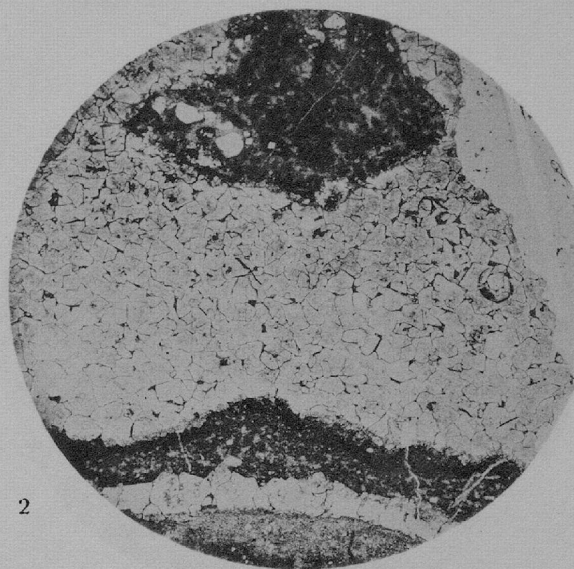
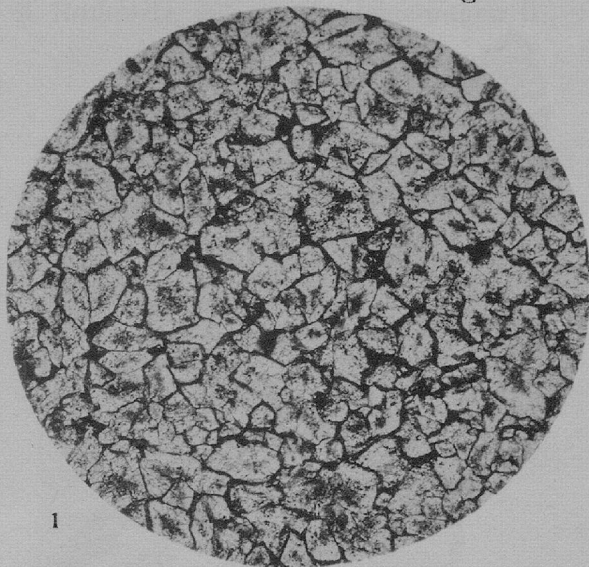
Zwischen zwei Dolomitlagen liegt eine mittlere, die erfüllt ist von eigenartigen bandförmigen Kieselausscheidungen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	3
I. Cryptozoon	4
A. Die Cryptozoen von Saratoga Springs im Staate New York	7
1. Cryptozoon proliferum Hall	10
a) Die Drucksuturen	11
b) Die Dolomitisierung	12
c) Die Struktur der Cryptozoonlagen	13
d) Sandbeimengung	14
2. Das Cryptozoon im Greenfielder Eisenbahneinschnitt	15
3. Cryptozoon Ruedemanni n. sp.	16
4. Die blumenkohlartigen Stöcke	17
B. Die präcambrischen Cryptozoen	18
1. Cryptozoon occidentale Dawson	18
2. Cryptozoon frequens. Walc.	21
3. Cryptozoon Walcotti n. sp.	22
C. Sonstige cambrische, silurische und carbonische Cryptozoen	22
1. Cryptozoon Basleri Wieland	22
2. Die untersilurischen Cryptozoonarten	23
3. Carbonische Cryptozoen	24
II. Eozoon canadense	26
1. Die sogenannten Kanäle im Calzit des Eozoon	31
a) Die angeblichen Kanäle der Chrysotilgänge	31
b) Die angeblichen dolomitischen Kanäle in den Kalklagen	33
c) Die Serpentin Kanäle im Kalk	37
2. Die Serpentinbildung im Eozoonkalk	39
3. Die Gestalt des Eozoon	48
4. Die Bänderstruktur des Eozoon im Vergleich mit der von Cryptozoon	53
5. Zusammenfassung	59
III. Die „archaischen“ Versteinerungen vom Steeproclake in Canada	60
1. Die geologischen Verhältnisse	60
2. Zusammenfassung der stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse	68
3. Die Versteinerungen im Steeproclalkstein	71
Atikokania Lawsons Walc.	73
a) Das Skelett von Atikokania	76
b) Das Kanalsystem von Atikokania	76
c) Die äußere Gestalt von Atikokania	77
d) Die systematische Stellung und das geologische Alter von Atikokania	79
Cryptozoon Walcotti n. sp.	80
Zweifelhafte Bildungen	82
Schlußergebnis	83
Tafelerklärung	85









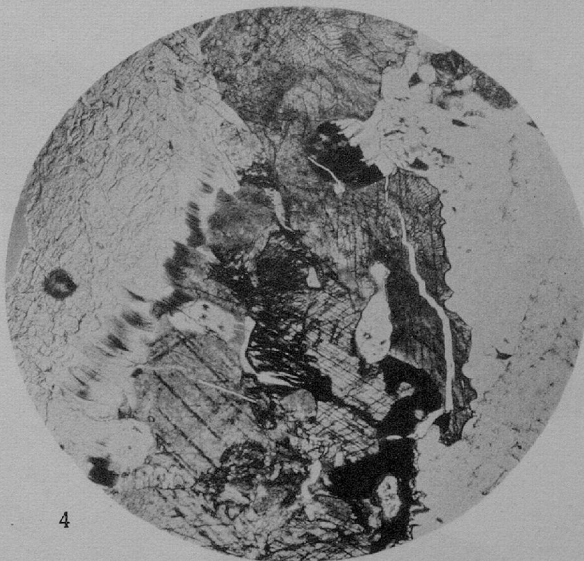
1



2



3



4

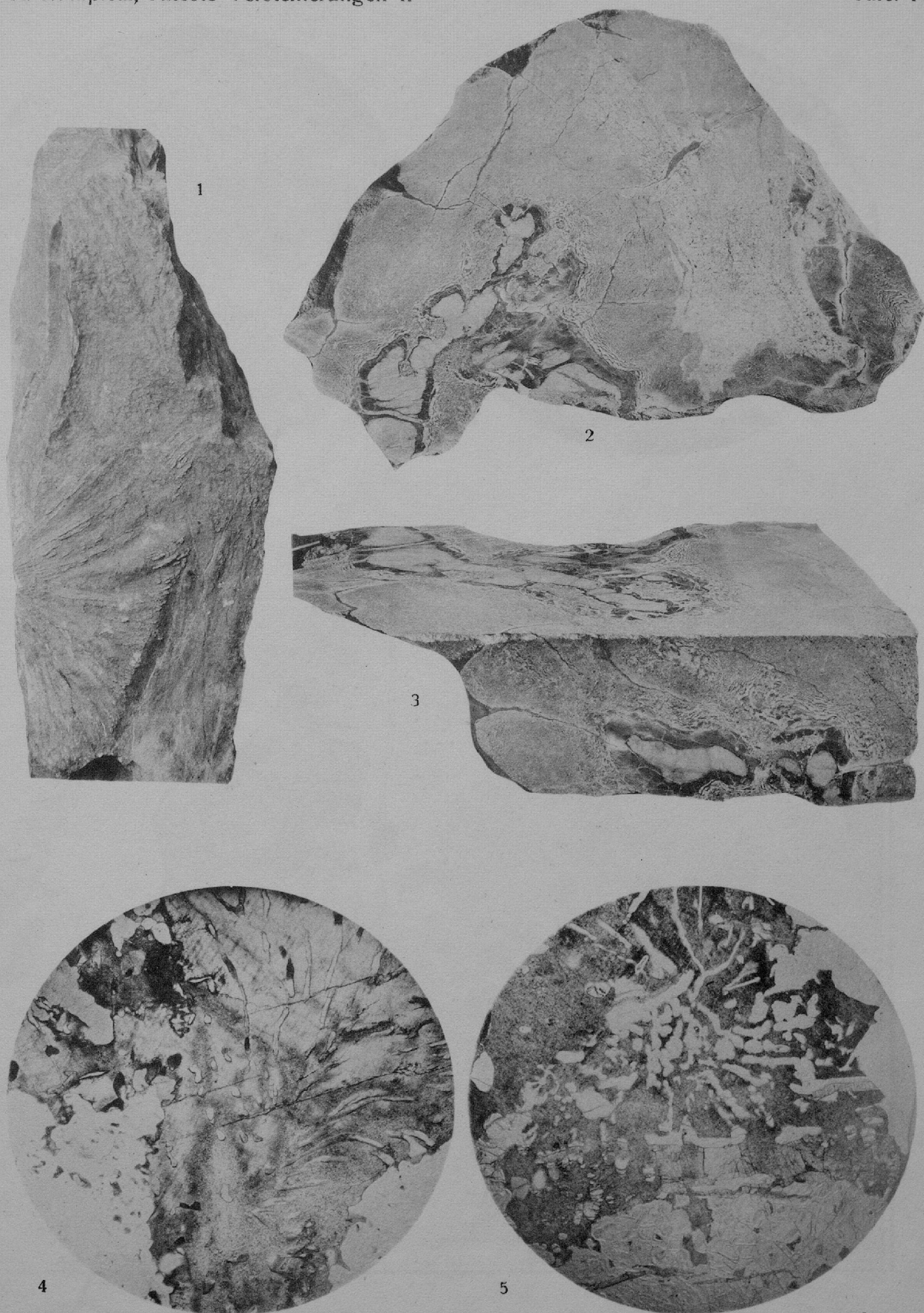


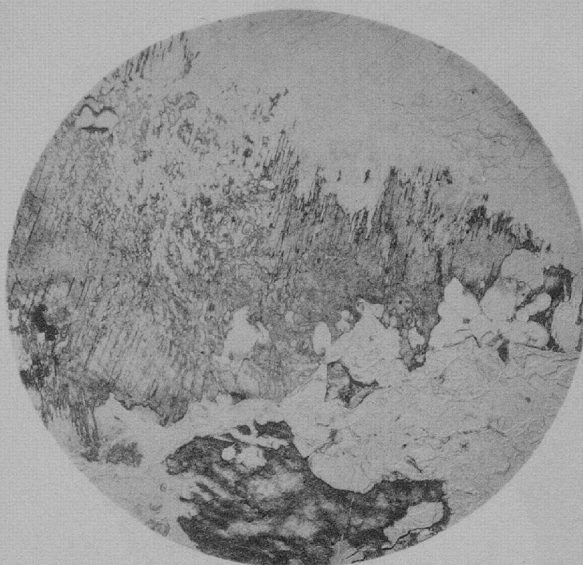
5



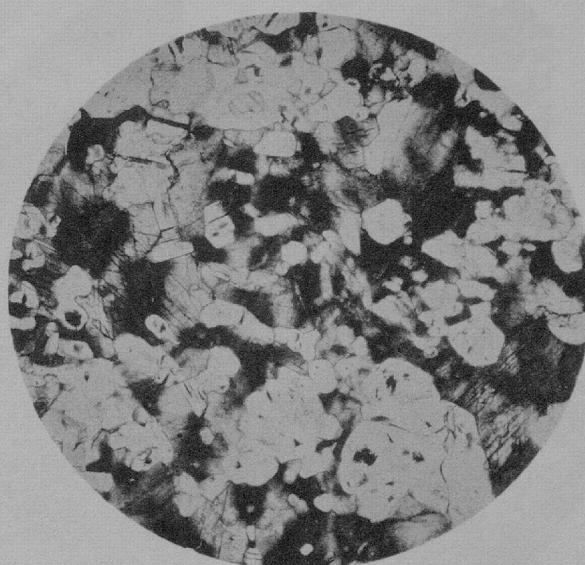
6



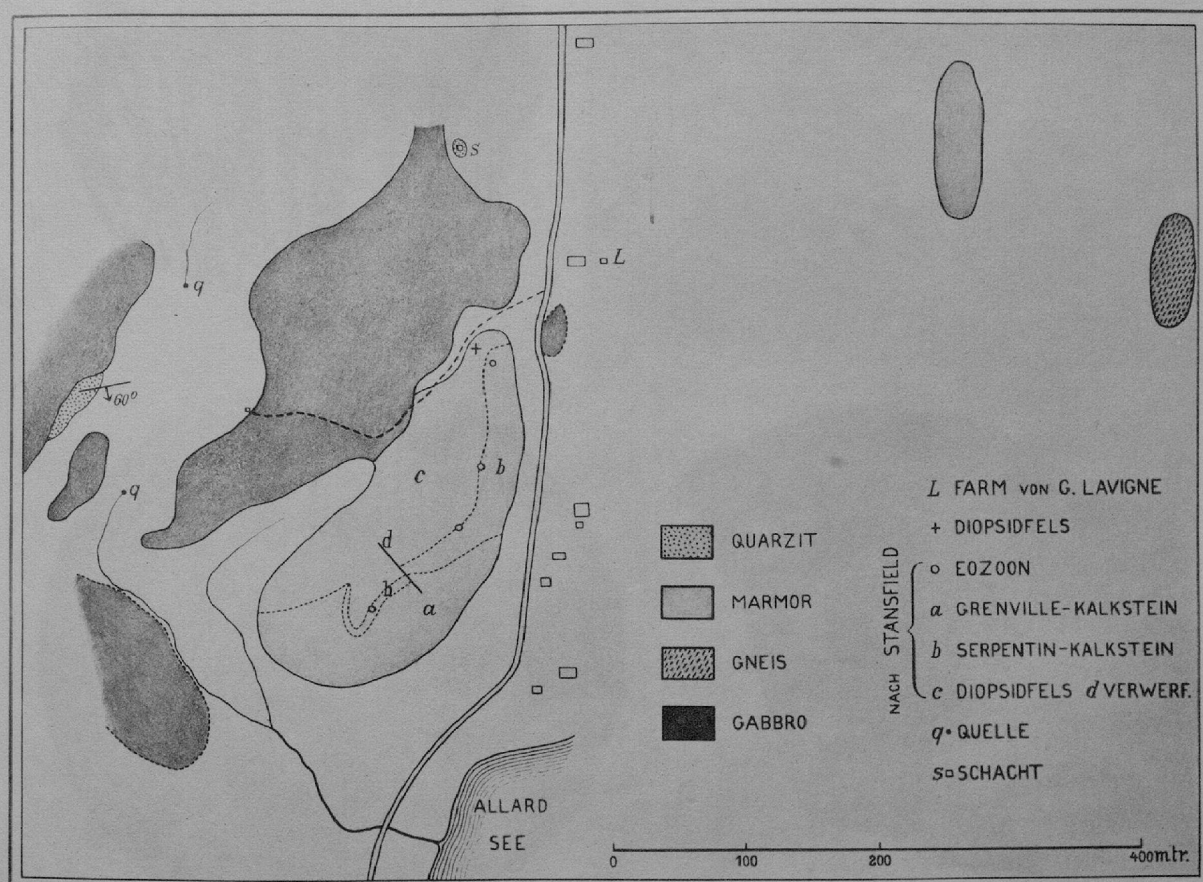




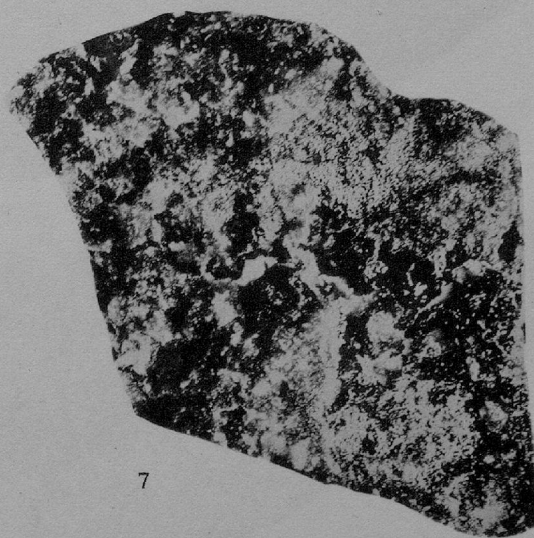
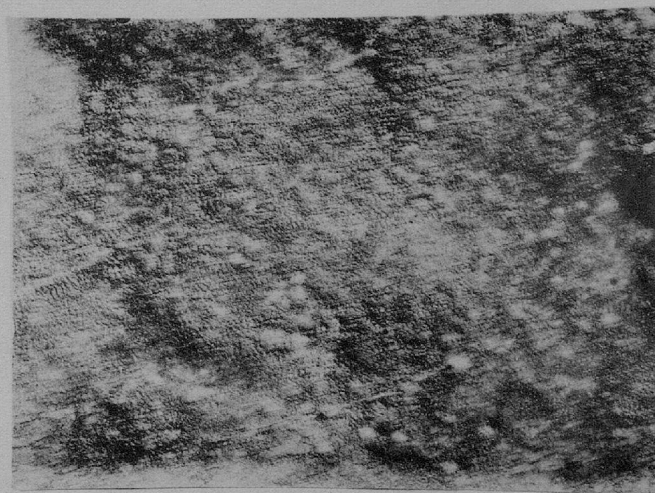
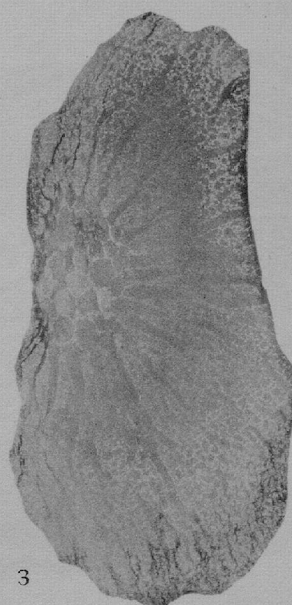
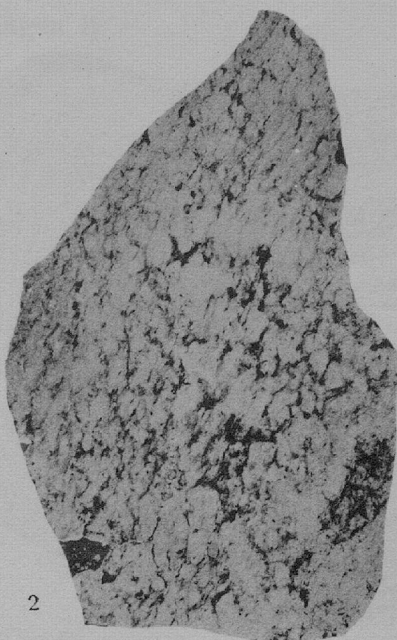
1



2

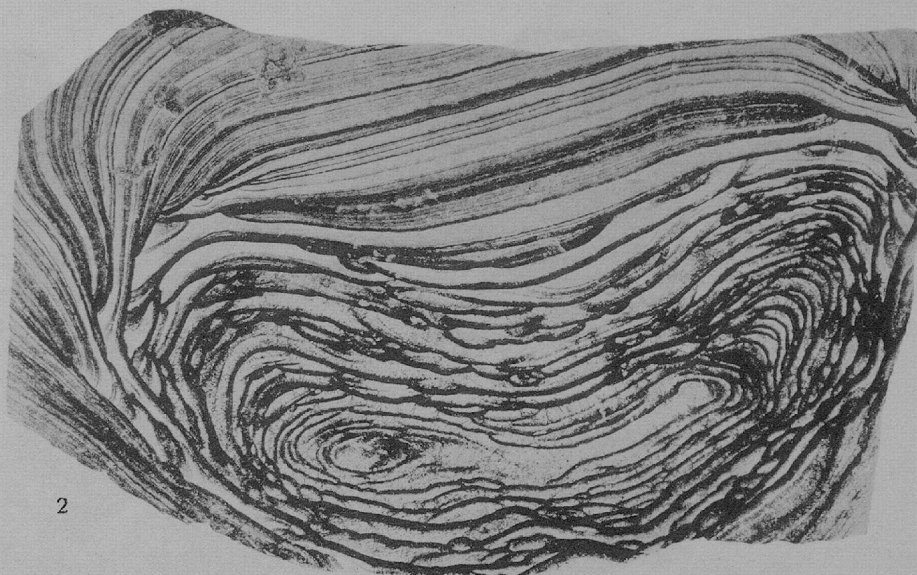


3





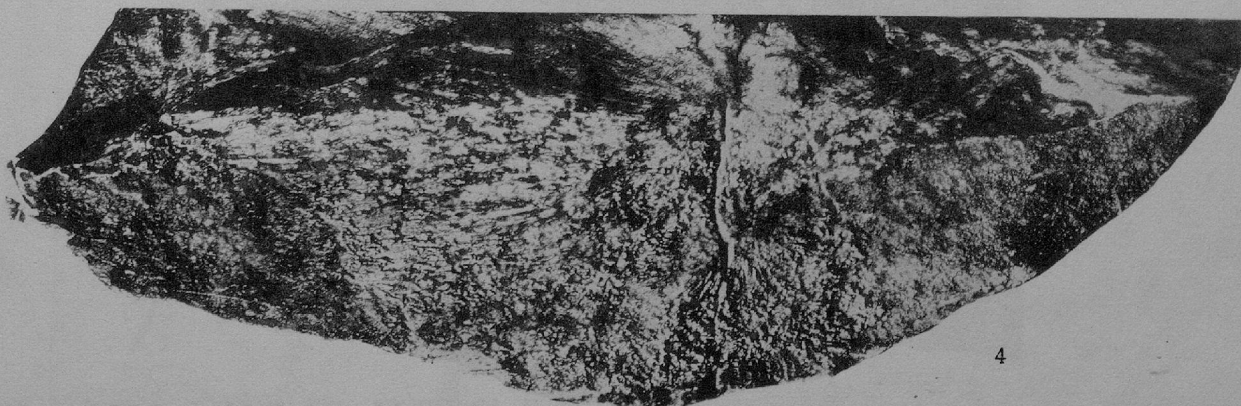
1



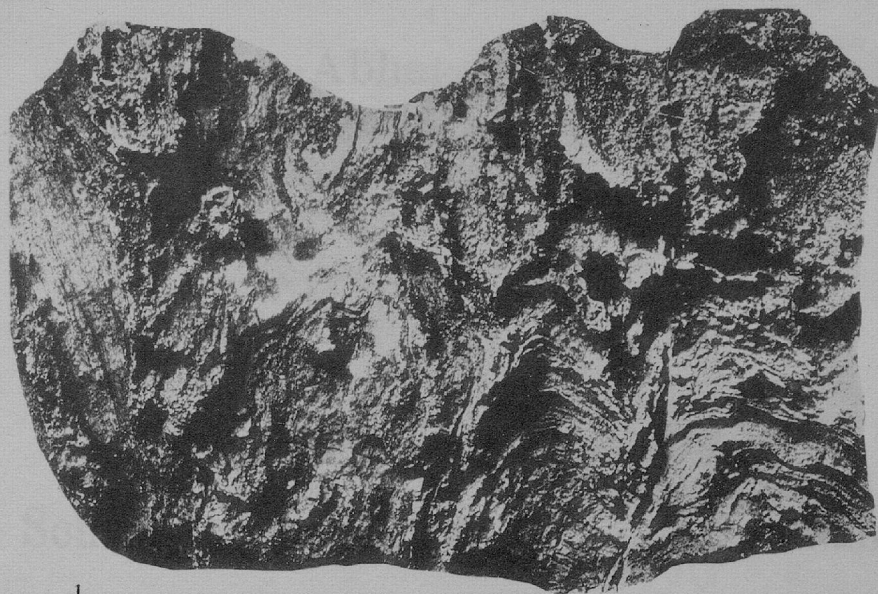
2



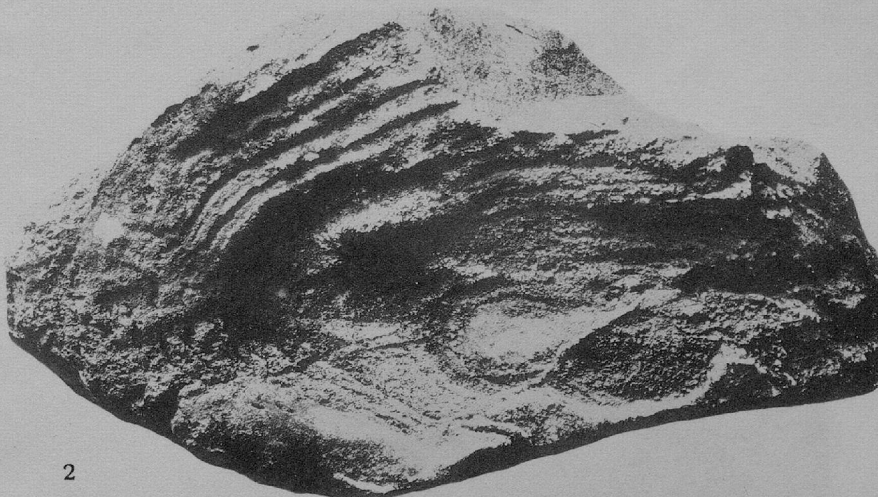
3



4



1



2



3