Eest. A-3551

TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA-INSTITUUDI TOIMETUSED.
№ 9 PUBLICATIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTION № 9
OF THE UNIVERSITY OF TARTU.

DIE INSELN ODENSHOLM UND ROGÖ

EIN BEITRAG ZUR GEOLOGIE VON NW-ESTLAND

VON

A. ÖPIK

MIT 18 ABBILDUNGEN, 1 TAFEL UND 3 KARTEN

TARTU 1927

TARTU ÜLIKOOLI GEOLOOGIA-INSTITUUDI TOIMETUSED.
№ 9 PUBLICATIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTION № 9
OF THE UNIVERSITY OF TARTU.

DIE INSELN ODENSHOLM UND ROGÖ

EIN BEITRAG ZUR GEOLOGIE VON NW-ESTLAND

VON

A. ÖPIK

MIT 18 ABBILDUNGEN, 1 TAFEL UND 3 KARTEN

TARTU 1927

Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A XII. 2.

Est. A
Tartu Riiklik Ülikool
Raamatukogu
31928

C. Mattiesen, Tartu.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 5

I. Einleitung. Übersicht der Literatur 7

1. Teil.

Die postglaziale Geschichte und die Oberflächengestaltung der Inseln Odensholm und Rogö.

II. Geographische Vorbemerkungen. Die Inseln als Glieder des Glintes . 11

III. Spuren postglazialer Hebung der Inseln. Die Strandwall-Landschaft . 13

IV. Die Küstenformen. Die Steilküste und die Abrasion 18

2. Teil.

Die quartären und ordovizischen Ablagerungen der Inseln Odensholm und Rogö.

V. Die geologische Karte der Inseln. Bemerkungen zur allgemeinen Gliederung des Ordoviziums 27

VI. Die quartären Ablagerungen der Inseln 28

VII. Das Mittelordovizium der Inseln (die Kukruse- und die Tallinna-Stufe) 30

VIII. Über die Gliederung des Unterordoviziums im Ostbaltikum 36

IX. Dictyonemaschiefer und Glaukonitsand der Inseln 38

X. Der Megalaspiskalk der Inseln 41

XI. Der Rogö- (*raniceps*-) Kalksandstein auf den Inseln und auf dem Festlande 48

XII. Über einige Versteinerungen von Odensholm und Rogö 62

Anhang: 1. Der Sattel von Odensholm 64

2. Die Kluftspalten (Diaklasen) der Inseln 64

3. Die Erdbebenspalten im Megalaspiskalk von Odensholm . . 64

4. Der Megalaspiskalk (Glaukonitkalk) und der Vaginatenkalk in der Diamantbohrung von Saha 66

Verzeichnis der Abbildungen und Karten.

Seite

Abb 1. Die Insel Gross-Rogö. Landschaft im Norden der Insel . . . .
„ 2. Postglaziale Korrosionsfläche auf Odensholm . . . . . .
„ 3. Die Strandwall-Landschaft von Odensholm . . . . . .
„ 4. Südwestlicher Strand von Odensholm . . . . . .
„ 5. Kap Pakerort . . . . . .
„ 6. Steilküste von Odensholm (Treppenküste) . . . . . .
„ 7. Steilküste von Odensholm, allgemeine Ansicht . . . . . .
„ 8. Steilküste von Odensholm, an der Nordspitze . . . . . .
„ 9. Die Insel Klein-Rogö, Kliff am NE-Strande . . . . . .
„ 10. Erratische Blöcke auf Odensholm . . . . . .
„ 11. Profil des Ordoviziums bei Westernäs 38
„ 12. Rogö-Sandstein und Megalaspiskalk im Südosten von Westernäs, Klein-Rogö . . . . . .
„ 13. Profil im Südwesten von Westernäs . . . . . .
„ 14. Brandungshohlkehle und Rogö-Sandstein auf Klein-Rogö . . . .
„ 15. Erdbebenspalten im Megalaspiskalk von Odensholm 45
„ 16. Megalaspiskalk, Rogö-Sandstein und Tallinna-Kalk auf Odensholm
„ 17. Sandsteingang im Megalaspiskalk von Odensholm . . . . . .
„ 18. Skizze der Sandsteingänge auf Odensholm 65

Tafel I. Fossilien von den Inseln und aus Tallinn.

Karten: 1. Übersichtskarte von NW-Estland.
2. Karte der Landschaftsformen von Odensholm.
3. Geologische Karte der Inseln Odensholm und Rogö.

Vorwort.

Die Felduntersuchungen, welche das vorliegende Material lieferten, wurden in den Sommern 1923—26 ausgeführt.

Das Geologische Institut und die Naturforscher-Gesellschaft bei der Universität Tartu unterstützten wiederholt mit Geldmitteln die Untersuchungen des Verfassers. Ihnen, gleichwie Herrn Saarnak, Kapitän des Dampfers „Sekstant“, der mich auf Odensholm brachte, und Herrn Kapitän Kuntse mit seiner Gemahlin, die mich auf Odensholm gastfreundlich aufnahmen — bin ich den herzlichsten Dank schuldig.

A. Ö.

Tartu, 11. Nov. 1926.

I. Übersicht der Literatur[1]).

1841. Eichwald. „Das silurische Schichtensystem in Estland." Die Urwelt Russlands.

Dieses Buch fehlte leider dem Verfasser, doch aus Sokoloff und Fr. Schmidt folgt, dass Eichwald besonders gut die Insel Odensholm kannte, die Sandsteingänge im Glaukonit-

1) Es werden in Estland für dieselben geographischen Punkte verschiedene Namen gebraucht, wobei diese in geologischen Arbeiten und auf den Karten nicht gleichartig geschrieben werden. Um mögliche Missverständnisse zu vermeiden, folgt ein Register der in vorliegender Abhandlung erwähnten Punkte.

In der Abhandlung selbst wurden solche Namen gebraucht, welche vom Volke an Ort und Stelle angewendet werden.

Estnisch	Deutsch und schwedisch	Russisch (auf den 1- und 3-Werstkarten)
—	Arabyt-Ören (schwed.), Kap	Арабютъ-Еренъ
—	Bergron (Insel)	—
—	Byschytten (Kap)	Бюшюттенъ
Harku (Gut, See)	Chark, Hark	Гаркъ, Харкъ
Hiiumaa (Insel)	Dago, Dagö, Dagoe	Даго
Iru (Dorf)	Hirro, Hiro	Ирру
Jõhvi (Jõhwi), Station (Stufe D_1)	Jewe	Іевве
Kappa (Insel)	Kappa	Каппа
Keila-Joa (Gut, Wasserfall)	Fall	Фалль
Kukruse (Brandschieferbruch)	Kuckers, Kukkers	Куккерсъ
Langreni (Inseln)	Langren (Langrön)	Лангронъ
Lepiku küla	Bisat-By	Бисатъ-бю
Lubja (Berg u. Dorf)	Lubja	Лубья
Majaka sadam	= Leuchtturmhafen, auf Odensholm	—

kalk entdeckte und mehrere Petrefakten von dort und von Rogö beschrieben hat.

1844. Sokoloff. „Eine geognostische Reise in den Ostseeprovinzen." „Bergjournal", St. Pet.

Sokoloff bereiste das Gebiet mit Pander, die Rogö-Inseln blieben unbesucht; auf Odensholm lockten ihn offenbar die Sandsteingänge, für deren Entstehung er die Erklärung Eichwalds annimmt.

1858. Fr. Schmidt. „Untersuchungen über die silurische Formation von Estland, Nord-Livland und Oesel." Dorpat.

In diesem grundlegenden Werke wird Odensholm bei verschiedenen Gelegenheiten genannt. Doch Schmidt meint, dass die älteste anstehende Schicht der Insel der Echinosphaeritenkalk sei (was in Wirklichkeit nicht der Fall ist). Über Rogö sind nur zwei Angaben zu finden, und es scheint, dass Schmidt nur die Insel Klein-Rogö besucht hat.

Estnisch	Deutsch und schwedisch	Russisch (auf den 1- und 3-Werstkarten)
Mäeküla (Dorf)	—	Мяэкюля
Osmussaar (Insel) (Odensholm)	Odensholm	Оденсгольмъ
Pakrimaanina	Kap Pakerort	Пакерортъ, М.
Pakerort		Балтійскій
Paldiski (Stadt)	Baltischport	Балтійскій-Портъ
Rannaküla (Dorf)	Strand-By	Странд̀ъ-бю (Раннакюля)
Rannamõisa (Gut)	Strandhof	Штрандгофъ
Saha, Gut	Saage	Сааге
Suur-sadam	= Grosser Hafen (auf Odensholm)	—
Suur-küla (Dorf)	Stor-By	Сторъ-бю (Суур-кюля)
Tallinn	Reval (Tallinn)	Ревель
Türisalu (Dorf)	Türpsal	Тюрпсель
Viimsi (Wiimsi) (Gut)	Wiems	Вимсъ
—	Vatnäs (Watnäs), Kap	М. Ватнесъ
—	Vesternäs (Westernäs), Kap	М. Вестернесъ
Väike (Wäike) küla	Lill-By	Лиль-бю (Вейке-кюля)
Vitimõisa (Witi)	Witenpoewel	Витенпевель
Vaila (Waila)	Waila	Вайла

1881. Fr. Schmidt. „Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten.“ Mém. de l'Acad. de St. Pét.

Es werden hier nochmals die Angaben über Odensholm und Rogö angeführt, die wir aus der Arbeit vom Jahre 1858 kennen.

1884. G. Holm. „Der Vergleich schwedischer und ostbaltischer silurischer und posttertiärer Ablagerungen etc.“ St. Petersburg. (Russisch.)

Diese Abhandlung enthält Berichte über Exkursionen in Estland in den Sommern 1883 und 1884. Es wird auch ein Profil von Klein-Rogö angeführt, wo der Kalksandstein als „oft breccienartiger“ bezeichnet wird; auf Seite 10 steht: „noch weiter nach Westen (von Klein-Rogö) wird der Orthoceratitenkalk offenbar durch einen breccienartigen Quarzsandstein ersetzt. Auf der Insel Odensholm, obwohl der Orthoceratitenkalk unter dem Meeresspiegel liegt, werden am Ufer ausgeworfene Stücke eines grünlich-weissen Sandsteines mit Bruchstücken des Glaukonitkalkes und Kalksandsteines gefunden.“

1904. Huene. „Geologische Notizen aus Öland und Dalarne.“ Centralblatt für Mineral., Geol. und Pal., p. 450, Stuttgart.

In den Profilen von „Leetz“ (= Leetse), Baltischport und Kl. Rogö wird der Kalksandstein nicht als Breccie, sondern als „Knollenschicht“ bezeichnet, was auch wirklich den petrographischen Eigenschaften des Sediments entspricht.

1905. W. Lamansky. „Die ältesten silurischen Schichten Russlands (Etage B).“ St. Pet.

Lamansky bleibt bei der alten Auffassung Fr. Schmidt's und Holm's, nämlich dass der Kalksandstein auf Rogö „breccienartig“ ausgebildet sei, gleichwie auf der Halbinsel Baltischport. Es wird sogar das Vorkommen von abgerundeten Stücken kristallinischer (Erstarrungs-) Gesteine an der unteren Grenze des Kalksandsteins berichtet.

Auf Odensholm und auf Gross-Rogö ist Lamansky nicht gewesen.

Aus dieser Zusammenstellung ist zu ersehen, dass auf den Inseln der Vaginatenkalksandstein die grösste Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hat; die anderen Stufen werden nur ganz

flüchtig erwähnt, und der Kukruse-(C_2-)Kalk ist überhaupt nicht berücksichtigt worden.

Odensholm hat besondere Aufmerksamkeit erregt, weil hier die reichsten Fundstellen des Echinosphaeritenkalkes liegen. Schmidt besuchte Odensholm nicht weniger als siebenmal, und aus seinen flüchtigen Anmerkungen in den Berichten an das Geologische Komitee ist zu erkennen, dass er wohl alle Besonderheiten der Insel kannte.

In unserer Abhandlung gerieten wir in manchen Fragen in einen Gegensatz mit Lamansky, weil er an einigen nicht zuverlässigen älteren Beobachtungen und deren Erklärungen festhielt, wie es aus dem Vergleich der Auffassung von Huene und der seinigen bezüglich des Kalksandsteines hervorgeht. Beide besuchten ja die Insel Klein-Rogö gleichzeitig. Es soll aber deshalb der Wert der verdienstvollen Untersuchungen des russischen Forschers nicht verkleinert werden, zu denen hier nur eine Ergänzung geboten wird.

I. Teil.

Die postglaziale Geschichte und die Oberflächengestaltung der Inseln Odensholm und Rogö.

II. Geographische Vorbemerkungen. Die Inseln als Glieder des Glintes.

Die Inseln Odensholm[1]) und Klein- und Gross-Rogö[1]) liegen in der Nähe der nordwestlichen Küste Estlands (Karte 1), wobei die Rogö-Inseln durch einen engen und ganz flachen Meeresarm getrennt sind. Von der Halbinsel Paldiski (Baltischport) sind sie durch den tieferen Rogerwiek abgetrennt. Odensholm hat dagegen eine abgesonderte Lage, die Stellung fast in der Mitte zwischen der Halbinsel und der Nordspitze von Hiiumaa einnehmend.

Die Bevölkerung der Inseln ist schwedisch.

Schmidt sieht die Inseln als die Fortsetzung des festländischen Glintes an, und wir wollen deshalb diese Inseln als „Glintinseln" bezeichnen.

Es sind schwach nach SW geneigte Platten ordovizischer Sedimente (Abb. 9). In der Fallrichtung, welche dem Fallen der festländischen Schichten gleich ist, tauchen die Inseln allmählich ins Meer ein. Gegen Norden, NO und NW brechen die Schichten steil ab, eine zum Teil unterhöhlte Kliffküste bildend. Des südlichen Einfallens wegen wird auch das Kliff in südlicher Richtung immer niedriger, um zuletzt unter Uferwällen und dann im Meere zu verschwinden.

Es ist wahrscheinlich, dass diese ordovizischen Platten sich nach Süden, dem Festlande zu, unter dem Meere fortsetzen und sozusagen versunkene Halbinseln sind. Die gegenüber den Rogö-Inseln liegende Halbinsel Paldiski kann als vollständiges

1) Estnisch: Osmussaar, Suur Pakri und Väike Pakri.

Beispiel solchen Aufbaues dienen. Im Norden der Halbinsel erheben sich die Platten des Echinosphaeritenkalkes 25 m über dem Meere (Abb. 5), und in der Mitte der Halbinsel werden sie von den Kukruse- und Jõhvi- (Jewe-) Stufen überdeckt; aber weil die Schichten nach Süden fallen, wird auch das Gelände in derselben Richtung niedriger und liegt etwa in der Mitte der Halbinsel nur noch etwas über 14 m über dem Meere; wenn wir uns die Halbinsel um diese Höhe ins Meer versenkt vorstellen, so bildet ihr nördlicher Teil schon eine Insel mit einer gegen Norden gerichteten Kliffküste und mit im Süden seicht ins Meer verschwindenden Schichten. Wir treffen hier also denselben Aufbau, wie wir ihn bei den Inseln Rogö und Odensholm vermuteten.

Ein flüchtiger Blick auf die Karte 1 lehrt, dass die drei Inseln zusammen mit der Halbinsel Baltischport in gleicher Richtung, nämlich NNW—SSO bis NW—SO, gestreckt sind. Unwillkürlich möchte man diese Richtung mit der glazialen Eisbewegung in Zusammenhang bringen.

Der Sund zwischen Klein-Rogö und der Paldiski-Halbinsel kann als ein versunkenes Tal betrachtet werden. Ob dieser Sund — Rogerwiek — durch Erosion entstanden ist, oder ob es vielleicht anfangs ein Verwerfungsgraben war, kann nicht mit Sicherheit ermittelt werden; seine gegenwärtige Gestalt hat ihm die Eisbewegung und der Wellenschlag geschaffen.

Die Meeresenge zwischen den beiden Rogö-Inseln aber ist zum Teil mit Moränenablagerungen angefüllt; sie ist sehr flach und kann durch Ausfurchung der einheitlichen Rogö-Tafel erklärt werden.

Wie der Meeresraum zwischen Rogö und Odensholm entstanden ist, kann ebenfalls nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Zwischen diesen Inseln liegt ein kleiner Kalkriff, von Kalkgrus gänzlich bedeckt. Es erstreckt sich von ihm nach Süden eine Untiefe, und deshalb könnte dieses Riff ebenfalls als eine versenkte Glintinsel bezeichnet werden.

Aus der gezackten Uferlinie NW-Estlands, aus den nach Norden vorgeschobenen Glintinseln muss geschlossen werden, dass der Glint wahrscheinlich einst merklich nördlicher gelegen hat als jetzt. Die gegenwärtige Lage des Glintes muss aber durch Erosion, durch Eisbewegung und durch die Meeresabrasion während der Niveauschwankungen im Ostbaltikum entstanden sein.

Unsere Tafelinseln sind aus fast wagerechten ordovizischen Sedimenten aufgebaut, und dieser Umstand bestimmt die Oberflächengestalt der Inseln. Flach und eben sind diese vom Meere umbrausten Platten, deren fast einzige Unebenheiten die alten Strandwälle und — wie auf Gross-Rogö — einige kleine Kalksteinterrassen darstellen. Einen Blick von einer solchen Terrasse auf den NO von Gross-Rogö gibt die Abb. 1. Diese Wacholder-Landschaft ist typisch für den Kalkboden im Norden der Inseln, während im Süden mehr fruchtbaren Bodens zu finden ist. Odensholm ist aber noch öder, denn dort ist zum grössten Teil das Kalkgeröll des Bodens vollständig entblösst.

Es findet sich stellenweise auf den Inseln auch nackter Felsboden, und auf Klein-Rogö sind auf seiner einst von den Wellen reingespülten Fläche undeutliche, ungefähr NW—SO gerichtete Eisschrammen zu finden, eine Richtung, die mit der längeren Achse der Inseln zusammenfällt.

III. Die Spuren postglazialer Hebung der Inseln. Die Strandwall-Landschaft.

Der Boden der Inseln besteht aus ausgespültem Kalkgrus, welcher unmittelbar auf dem ordovizischen Muttergestein aufgelagert ist. Wo zufälligerweise dieser Schutt *in situ*, vielleicht die von den Wellen ausgewaschene Lokalmoräne, „Richk“ [1]), abgeräumt ist, sei es an den Glinträndern durch Rutschungen oder durch besonders heftigen Seegang, oder auf den abgestürzten Schollen am Glint (besonders auf Klein-Rogö), finden sich an der Kalksteinoberfläche nicht selten fingerhutartige, einige Zentimeter breite und tiefe Grübchen, welche als Korrosionsgruben zu betrachten sind. Es sind, wie man beobachten kann, ganze Flächen von diesen Gruben bedeckt. Besonders schön kommen die Grübchen an der Ostküste Odensholms vor, woher auch die Abb. 2 stammt. Man kann die Entstehung dieser Gruben sich vorstellen, indem man im Kalkstein dolomit- und kieselreichere Partien raumgitterartig verteilt, die reineren $CaCo_3$-Teile umschliessend, annimmt. Das Wasser greift diese kalkreicheren Teile stärker an, und so entstehen die Vertiefungen auf den Kalksteinplatten. Stellenweise haben die Grübchen sich erweitert

1) So bestimmt nämlich Hausen den Ursprung solcher Kalkgruswälle. (H. Hausen. Mater. z. Kenntn. d. pleistoz. Bild. in d. russ. Ostseeländern.)

und auch die Sohlfläche der Kalkplatte durchstochen. Dann zerfallen diese durchgeätzten Platten leicht in sonderbare zackige Stücke, welche nicht selten in den Strandwällen zu finden sind.

Wann sind aber diese Kalkplatten angeätzt worden? Vor der Eiszeit kann es nicht gewesen sein, denn jede Spur der Grübchen würde vom Eise vernichtet worden sein. Deshalb muss das postglaziale Alter dieser Korrosionsflächen als wahrscheinlich angenommen werden. Auch gegenwärtig entstehen solche Ätzflächen, wie beispielsweise auf den Kalkplatten am Boden des Obersees (Ülemiste järv) bei Tallinn. Auf diese hat mich Herr H. v. Winkler aufmerksam gemacht, und im Provinzial-Museum zu Tallinn befinden sich einige Handstücke vom Grunde des Sees. Äusserlich sind diese rezenten Ätzgrübchen denen von Odensholm und Rogö gleich, vielleicht nur etwas kleiner. Sie können ja gar nicht überall gleich sein, denn der Aufbau der Kalksteine ist im Grunde genommen nach der Schicht und Gegend verschieden.

Die rezente Seekorrosion bei Tallinn ist eine Süsswasserkorrosion; vielleicht sind auch die Rogö- und Odensholm-Ätzflächen im Süsswasser, zur Anzyluszeit, entstanden?

Die Kalktafeln der Inseln sind mit grobem, zum Teil nur schlecht abgerundetem Kalkgeröll bedeckt. Einen solchen unfruchtbaren Boden in Paldiski und an anderen Orten bezeichnet Hausen als ausgewaschenen Richk. Wahrscheinlich stammt aber nicht das ganze Material aus der Lokalmoräne. Ein Teil der Strandwälle wird aus frischem Kalkschotter aufgebaut, indem die Brandung die durch Frost zerklüfteten und zersplitterten Kalkplatten angreift und abräumt. Diese Tätigkeit der Wellen ist auch gegenwärtig an den Ufern der Inseln zu beobachten, wo der anstehende Flies die Abspülungsfläche bildet. Die Photographie mit den Ätzgruben (Abb. 2) stellt nämlich eine solche vor einem Strandwall liegende abgespülte Fläche dar. Auf derselben Abbildung rechts ist der zerklüftete Rand der Kalkplatte gut zu sehen; links, dicht unter dem Strandwall — die losgerissenen Stücke.

Der Kalkgrus ist nicht gleichmässig auf der Oberfläche der Inseln verteilt, er ist zum grössten Teil zu fossilen Strandwällen zusammengehäuft worden. Diese fossilen Strandwälle sind gewöhnlich parallel den Uferlinien angeordnet, und in ihrem Verlauf machen sie sogar zum Teil die grösseren Biegungen der schon ziemlich weit liegenden Strandlinie mit.

Im Norden der Insel Klein-Rogö, welche sich hier schon höher als 12 m über dem Meeresspiegel erhebt, liegen die alten Strandwälle in einem breiten Saum auf der Platte des Glintes. Dieser Strandwallsaum ist über 100 m breit. Südlicher ist die Insel bewaldet, und die Wälle sind undeutlich.

Sehr schön und breit ist dieser Strandwallsaum auf der Insel Gross-Rogö: er nimmt fast die ganze Nordhälfte der Insel ein.

Unmittelbar auf dem Glintrande liegt ebenfalls ein Strandwall. Bekanntlich weist die Rogö-Platte ein flaches Einfallen gegen SW (Abb. 9) auf, also auch der Glintrand muss sich gegen Westen hin dem Meere nähern. Auch der fossile, auf Gross-Rogö 7 m über dem Meere liegende Strandwall nähert sich gleichzeitig, zusammen mit dem Untergrunde, der Brandungslinie. So kommt endlich eine Stelle (Arabyt-Ören auf Gross-Rogö), wo der gegen Westen allmählich absinkende Strandwall schon im Bereiche der Brandung liegt: also hat er hier aufgehört fossil zu sein, oder richtiger, er hat hier noch nicht den fossilen Zustand erreicht. Wir können von diesem Strandwall sagen, dass er kontinuierlich vom rezenten zum fossilen übergeht, also dass verschiedene Teile eines und desselben Strandwalls, auf verschiedenen Höhen liegend, verschiedenes Alter besitzen.

Auf Klein-Rogö ist das Bild nicht so deutlich, denn die Zerstörung der Felswand geht schneller vor sich als auf Gross-Rogö; gleichzeitig werden auch die am Rande aufgehäuften Strandwälle zerstört.

Die alten Strandwälle sind der wesentlichste Landschaftsbestandteil unserer Tafelinseln. Eine Aufnahme von Odensholm (leider bei nebligem Wetter, Abb. 3) illustriert das Gesagte. Hier sind die Wälle wenig verdeckt, sie haben zum grössten Teil ihre ursprüngliche Form erhalten; sie verlaufen parallel den Küsten, verzweigen sich, bilden Scharungen; oder auseinandertretend, hinterlassen sie ab und zu einen kleinen Raum (mit flachem Boden) — ehemalige von denselben Strandwällen abgedämmte Lagunen (Karte 2). Hier sammelt sich das Regenwasser und wächst spärliches Gras, welches nur in diesen Senken den ganzen Sommer grün bleibt. Die im Süden von Odensholm liegenden Seen sind ebenfalls relikte Lagunen, doch stammt ihr Wasser aus Quellen. Die Schichten fallen ja nach Süden hin, also müssen wir hier den Austritt von Wasser erwarten, was auch der Fall ist.

Die Karte 2 zeigt (etwas schematisch) die Verteilung der Strandwälle und alten Lagunensenken auf Odensholm. Nach diesen Landschaftsformen können wir Odensholm als eine wahre Insel der Strandwälle bezeichnen. Auch die Rogö-Tafeln sind im Grunde genommen solche strandwallbedeckte Inseln, nur dass diese Wälle gleichwie die relikten Lagunen nicht mehr so deutlich hervortreten.

Diese Strandwall-Landschaft ist durch die kontinuierliche Hebung der Tafelinseln zustande gekommen, indem das sich zurückziehende Meer die Strandwälle aufbaut, aber sie nicht mehr erreichen und zerstören kann. Einst müssen auch die höchsten Stellen der Glintinseln vom Wasser bedeckt, nicht nur bespült gewesen sein, wofür uns die postglazialen Korrosionsflächen Zeugnis liefern. Die symmetrische Anordnung der Strandwälle und der ununterbrochene rezent-fossile Strandwall von Gross-Rogö zeugen für die fortwährend dauernde, ohne Stösse, Rückgang oder Stillstand vor sich gehende Hebung des Landes.

Doch bei verschiedenen Inseln besitzt die Hebung eine verschiedene Geschwindigkeit.

Odensholm und Gross-Rogö liegen in der Gegenwart fast gleich hoch über dem Meeresspiegel (ca 7 m), und die ältesten auf den beiden Inseln zutage tretenden Schichten sind ebenfalls dieselben. Odensholm und Gross-Rogö liegen also auf der Streichlinie der Schichten, welche folglich O-W verläuft. Anderes ergeben aber die Höhenverhältnisse der Halbinsel Paldiski, deren Pakerortspitze 25 m erreicht, Klein-Rogö mit der Höhe des Glintes im Norden von 12 m und die schon erwähnten 7 m von Gross-Rogö.

Die jüngste, also auch die höchste Ablagerung dieser drei Inseln ist der ordovizische Echinosphaeritenkalk, welcher überall in derselben Mächtigkeit (4,5—5 m) ansteht. Also, je westlicher die Inseln, desto niedriger sind sie: folglich haben hier die Schichten und auch die Inselplatten selbst eine Abdachung nach Westen, und Odensholm müsste in diesem Falle, der Konsequenz wegen, noch unter dem Meere liegen. Odensholm ist offenbar mit seiner Hebung den anderen vorausgeeilt. Im Westen ist die Hebungsgeschwindigkeit grösser als im Osten, und Odensholm ist also auch jünger als die Rogö-Inseln, diese aber jünger als die Pakerort-Halbinsel.

Wenden wir uns der Bodenbeschaffenheit und der Vege-

tationsdecke zu, so finden wir, dass diese ebenfalls im Zusammenhang mit der jungen Hebung der Inseln stehen. Auf der früher aufgetauchten Tafel, auf der Halbinsel Paldiski, hat sich der ja sonst vollständig unfruchtbare Strandgrus mit Bodenbestandteilen angereichert, so dass das Gelände bewaldet und bebaut ist. Auch Klein-Rogö hat Wald, Felder und Wiesen, und nur im Norden liegt das Alvargebiet des Strandschotters. Gross-Rogö, obwohl der Roggen „hier grösser wächst denn auf Klein-Rogö", macht einen öderen Eindruck (siehe Abb. 1). Die ganze Nordhälfte dieser Insel ist von Wacholder bedeckt, dem Kalkgeröll des Bodens entsprechend.

Odensholm aber ist eine Strandwall-Wüste, ein welliges Steinmeer mit kleinen grünen Wiesen in den relikten Lagunensenken und mit einer das Dorf umgebenden Oase in der Mitte. „Ödeholm", nicht Odensholm, müsste die Insel heissen, sagen die schwedischen Bewohner der Insel.

So wird nun gegen Westen, wo die jüngeren Inseln liegen, auch die Vegetation ärmer, denn die von der Brandung aufgetürmten und ausgespülten Kalkgeröllwälle haben hier nur wenig Zeit gehabt, fruchtbar zu werden.

Die beschriebenen Begleiterscheinungen der Hebung auf den estländischen nordwestlichen Glintinseln sind ja nur eine Illustration zur bekannten Tatsache der postglazialen Hebung im Baltikum; es überrascht auch nicht, dass Odensholm schneller aus dem Meere steigt als die Rogö-Inseln, da dies mit den bekannten Hebungsverhältnissen im Baltikum in Einklang steht.

Um mit der Frage über die Strandwälle abzuschliessen, sei hier noch auf die Abb. 4 hingewiesen. Hier, am flachen Gestade an der Südwestküste von Odensholm, etwas nördlich von Suur-sadam (= „Grosser Hafen"), wo der Kukruse-Kalkstein ins Meer eintaucht (beim Hammer), haben die Wellen der Ostsee eine grössere Spülfläche blossgelegt, welcher am Strande ein mächtiger Strandwall entspricht (die Aufnahme ist vom Strandwall gemacht worden). Auf diesem von flachem Wasser bedeckten abgespülten Kalkboden zieht sich pfeilgerade ein schwarzer Wall hin, der aus *Fucus vesiculosus* zusammengeballt ist. Es scheint, dass der Wall sich in einer ganz bestimmten Tiefe gebildet hat, wobei die Richtung annähernd mit der Streichrichtung des Untergrundes zusammenfällt.

IV. Die Küstenformen. Die Steilküste und die Abrasion.

Zweierlei Küstentypen können auf den Inseln unterschieden werden, welche durch die petrographische Beschaffenheit und das sanfte Einfallen der Inseltafeln (siehe Abb. 9) bedingt sind. Der dritte Faktor, welcher für die Umgestaltung und sozusagen für den Detailaufbau, für die Ornamentierung des Gestades sorgt, ist die Brandung, deren Wirkung von den beiden ersten beeinflusst wird.

Den einen Küstentypus finden wir im Süden, wo die Kalktafeln ins Meer eintauchen (Abb. 4, T. II). Hier finden sich die schon beschriebenen Spülflächen, von welchen die Wellen alles lose Material auf das Ufer werfen und bis 3 und sogar 4 m hohe Strandwälle aufbauen. Eine solche Ausbildung der flachen Küste ist aber nur da zu finden, wo der Seegang genügend mächtig ist, um die Spülflächen reinzuhalten; es sind also die südwestlichen Küsten, wo die Wellen der offenen Ostsee branden. Die südlichen, gegen das Festland gerichteten Küsten sind versandet, denn die Brandung reicht nicht aus, um den Kalksteinuntergrund blosszulegen. Gewiss, auch hier finden wir Kalkgeröll in Fülle, doch seine Bedeutung ist hier im allgemeinen vermindert. Am stärksten versandet sind die südlichen Teile der Rogö-Inseln, während auf Odensholm der Sand nur auf einer kleinen Strecke auftritt. Die Ursache der Abwesenheit des Sandes liegt in der starken Ausspülung und besonders im Mangel an glazialen Ablagerungen.

Gegen Norden steigen die Inselplatten an und brechen in einer steilen, zum Teil stark unterhöhlten Felswand ab. Das ist der zweite extreme Küstentypus, der aber mit dem ersten durch ganz bestimmt ausgebildete Übergangsformen verbunden ist. Die Übergangsformen sind durch dieselben petrographischen und tektonischen Ursachen bedingt und sind auf jene Stellen beschränkt, wo die Steilküste sich aus dem Meere zu erheben anfängt (Abb. 4).

Die Gestalt der Küsten hängt im wesentlichen von der petrographischen Zusammensetzung und der Widerstandsfähigkeit einzelner Schichten des Glintes ab. Um über diese Faktoren ins klare zu kommen, wenden wir uns wieder der Halbinsel Paldiski zu, welche schon in mancher Hinsicht als klärendes Beispiel gedient hat.

Die Abb. 5 gibt eine Vorstellung vom Aufbau des Glintes am Kap Pakerort (nördliche Spitze der Halbinsel). Der kambrische petrefaktenleere und der ordovizische Obolensandstein sind nicht sehr hart, aber sie leisten einen ziemlich bedeutenden Widerstand gegen die zerstörende Wirkung der Brandung. Die scharfen Ecken werden abgerundet, es bilden sich Brandungstore (auf der Abb. nicht zu sehen); ab und zu stürzen diese ein, besonders wenn Tonlagen in der Nähe sind. Den höher liegenden Dictyonemaschiefer erreicht hier die Brandung nicht mehr; es wird deshalb nur dann vom Schiefer etwas abstürzen, wenn seine Sandsteinunterlage genügend ausgehöhlt worden ist.

Die über dem Dictyonemaschiefer liegenden Schichten bestehen aus lockeren Gesteinen, wie man es an der Aushöhlung im Kliff erkennen kann. Es ist der tonige, im feuchten Zustande sogar etwas plastische (nur einige Schichten!) Glaukonitsand. Wegen des Tongehaltes ist dieses Gestein ziemlich trocken und bildet ein Wasserstockwerk; dasselbe gilt auch für den mergeligen und teilweise tonigen Glaukonitkalk.

Die dunklen Streifen, welche (Abb. 5) über den Glaukonitsand, den Dictyonemaschiefer und Obolensandstein bis zum Kambrischen Sandstein reichen, bestehen aus einem Glaukonitüberzug, den offenbar eine Quelle hinterlassen hat. Das Niveau dieser Quelle liegt an der Grenze des sandigen Vaginaten-Kalksandsteins (Hangendes) und des mergeligen Megalaspiskalkes (Liegendes).

Die Aushöhlung im Kliff entstand, indem der Glaukonitsand von Quellwasser, besonders aber vom Regen ausgewaschen und vom Winde abgeblasen wurde, und er ist so locker, dass er sogar eine Böschung bildet. Und diese Böschung ist in Wirklichkeit noch seichter als sie aussieht, denn die Aufnahme ist von unten gemacht worden.

Der über dem Glaukonitsand liegende Glaukonit- (*Megalaspis-*) Kalk und der Rogö-Kalksandstein sind bis zum oberen Rande des Sandes in gleicher Weise abgebrochen, weil diese Kalke in kleinere Stücke zerklüftet sind. Der Echinosphaeritenkalk aber ist in grosse Schollen zerklüftet (Abb. 13, 14), welche erst dort abstürzen, wo der Glaukonitsand genügend tief ausgehöhlt ist.

Aus den Umrissen des Pakerort-Kaps (Abb. 51) und der

Beschreibung folgt, dass die Richtung des kleinsten Widerstandes der Glaukonitsand ist; und wo dieses Gestein, welches ja auf der ganzen Strecke des Glintes dieselbe Beschaffenheit besitzt, im Bereiche der Brandung liegt, muss eine ganz besonders intensive Abrasion stattfinden. In dieser Lage liegt beispielsweise der Glaukonitsand etwas nördlicher von der Stadt Paldiski. Doch der Strand wird von den Rogö-Inseln gut geschützt, welche die vom Westen kommenden Wellen vernichten, so dass nur selten die Wellen den Glaukonitsand erreichen, besonders weil zwischen dem Kliff und den Wellen noch eine mit Kalkgeröll bedeckte Strandterrasse liegt.

Die Insel Klein-Rogö hat nur einen halb so hohen Kliff, wie Pakerort. Im Norden der Insel bei Westernäs, wo die Platte sich am höchsten erhebt, tritt gerade noch der Glaukonitsand zutage (Abb. 11). Ziemlich deutlich können wir uns die Umrisse dieser Stelle vorstellen, wenn wir uns im Pakerort-Profil (Abb. 5) den Meeresspiegel an die Grenze von Glaukonitsand und Dictyonemaschiefer verlegt denken. Von Kap Westernäs biegt der Glint gegen Südost und Südwest ab, es kommt das südliche Einfallen der Schichten zur Wirkung (Abb. 9), indem der Glint niedriger wird und im Westen bei Watnäs, im Osten bei Lill-By den Meeresspiegel erreicht. Aber eigentlich setzt er sich noch gegen Süden fort, im Westen als eine niedrige Geländestufe in grösserem Abstand vom Meere, der unteren Grenze des Kukrusekalkes entsprechend, und im Osten noch dicht am Strande, indem ebenfalls jüngere Schichten hervortreten. Doch auch hier ist er ganz niedrig und vom Kalkgeröll verdeckt.

Hier, im Bereiche des niedrigen Glintes, liegen schon die am leichtesten angreifbaren Schichten, der Glaukonitsand und -kalk gleichwie der *raniceps*-Kalksandstein unter dem Meere. Der Echinosphaeritenkalk wird hier von den Wellen angegriffen und da, wo der Strand gegen die Brandung geschützt ist oder wo der Angriff, der jungen Hebung wegen, nicht allzulange gedauert hat, da bricht der Echinosphaeritenkalk am Meere in kleinen treppenartigen Stufen ab (Abb. 6). Es ist kein eigentliches Kliff mehr, sondern ein treppenartiger Felsstrand, der sich noch flacher im Meere fortsetzt. Bei ruhigem Wasser kann diese nackte Felstreppe stellenweise im Wasser in der Nähe des Ufers beobachtet werden. So ist der Strand bei Lill-By und Watnäs, auf Klein-Rogö, ausgebildet; so finden wir ihn im westlichen (Arabyt-Ören) und

östlichen Zweig des Kliffes auf Gross-Rogö und im Süden von der Stadt Paldiski. Am schönsten sind diese Kalkterrassen auf Odensholm an der Landungsbrücke beim Leuchtturm zu finden (Abb. 6).

Diesen Felstreppenstrand kann man nun als Übergangstypus zwischen dem echten Kliffstrand und dem südlichen Strand der eintauchenden Kalktafeln halten. Genetisch aber können diese Strandtypen offenbar nicht gut in Zusammenhang gebracht werden.

Ins Auge fassend, dass jene Treppenufer zeitlich am spätesten aus der schützenden Meerestiefe aufgetaucht sind, muss die betreffende Felsstrandform für die älteste gehalten werden, welche erst nach ihrem Auftauchen durch die Brandung in die jüngere, unterhöhlte Kliffküste umgewandelt wird. Diesen Übergang wollen wir nun auf unseren Glintinseln verfolgen.

Auf der Abb. 6 ist rechts im Vordergrund eine kleine Brandungshohlkehle zu sehen. Sie ist als ein Vorläufer des Kliffes zu betrachten, das wir schon gut ausgebildet auf der Abb. 7 finden. Beide Aufnahmen, 6 und 7, sind fast vom selben Punkte gemacht worden: doch ist die Aufnahme 6 gegen Süden (richtiger: SO) und die Aufn. 7 gegen NW, also in der dem Einfallen entgegengesetzten Richtung, gemacht. Auf Abb. 7 sehen wir die Nordspitze von Odensholm mit dem Leuchtturm. Hier ist die Küste zum Kliff umgestaltet worden, weil die Brandung hier am stärksten ist und weil an dieser Stelle das Steilufer der Insel zuerst auftauchte, und deshalb am längsten dem Wellenangriff unterworfen war. Dank der Wirkung des Eises und des Frostes geht die Zerstörung sehr intensiv vor sich, und wie Schmidt berichtet (1858, p. 86), „hat der Leuchtturm verlegt werden müssen, weil sein Fuss von Wellen unterwaschen wurde."

Die folgende Aufnahme (Abb. 8) ist ebenfalls im Norden vom Leuchtturm gemacht, in der Richtung von West gegen Ost. Auch hier ist deutlich das noch zum Teil erhaltene Kalktreppenufer zu sehen (im Hintergrund), steiler als auf Abb. 6 und schon etwas unterhöhlt; im Vordergrunde ist das niedrige Kliff mit einer regelrechten Brandungshohlkehle versehen. Dasselbe wird aber im SW bald wieder durch den echten Stufenstrand ersetzt, weil die Uferlinie hier gegen SW abbiegt; es wird also das Einfallen der Schichten wirksam, das Felsufer wird niedriger und seine Böschung immer sanfter (vergl. Abb. 9).

Um die weitere Entwicklung der Steilküste zu verfolgen,

wenden wir uns wieder der Insel Klein-Rogö zu. Hier finden wir wie die Stufenküste, so auch den Anfang des Kliffes nördlich von Lill-By und bei Watnäs und nordöstlich davon wieder. Wir wissen aber schon, dass Klein-Rogö am Kliff die zweifache Höhe von Odensholm besitzt, also älter und die Wellentätigkeit hier weiter vorgeschritten ist.

Die Abb. 9 ist nördlich von Lill-By gegen Süden aufgenommen worden. Der im Meeresspiegel liegende Megalaspiskalk setzt sich unter dem Meeresspiegel in flachen Treppen fort. Der Rogö-Kalksandstein und der Tallinna-Kalk bilden ein regelrechtes Kliff, das zum Teil etwas unterhöhlt ist, zum Teil aber zwischen den Hohlkehlen säulenartig (Kluftspalten!) ansteht. Das südliche Einfallen ist deutlich zu sehen. Noch mehr nördlich von dieser Stelle, ungefähr auf dem halben Wege (am Strande) zwischen Westernäs und Lill-By, ist die Abb. 14 aufgenommen worden. Die Richtung war gegen NW, dem Verlauf der Küste entsprechend. Oben sehen wir den überhängenden Echinosphaeritenkalk; unter ihm links besteht die kleine glatte Wand aus dem *raniceps*-Knollensandstein; vom Strandgrus verschüttet ist der Glaukonitkalk; der Glaukonitsand und die älteren Schichten liegen noch unter dem Meeresspiegel. Hier haben die Wellen genügend Zeit gehabt, mit Hilfe des Sandes und Gerölls die Felswand zu bestürmen und zu unterhöhlen: ihre zerstörende Kraft hat die wilde Pracht des unterhöhlten Kliffes geschaffen.

Weiter gegen Westernäs steigen die Schichten höher, es taucht auch der Glaukonitsand auf, und hier erst spielen sich die grossartigsten Vorgänge der Abrasion ab. Der Glaukonitsand wird leicht und schnell ausgespült, die Küste wird stellenweise bis zur Tiefe von fast 10 m oder noch tiefer unterhöhlt; die zerklüfteten hangenden Glaukonitkalk und Kalksandstein stürzen in grossen Platten herab; der Echinosphaeritenkalk aber, welcher in hausgrosse Schollen zerklüftet ist, bleibt noch stehen, den Strand überschattend und mit seinem Absturz bedrohend.

Bei Westernäs ist der Glaukonitsand vollständig sichtbar; die Sandterrasse ist ziemlich breit, sie besteht aus verschüttetem Dictyonemaschiefer und schützt ein wenig den Glaukonitsand vor allzuheftigem Angriff. (Den Durchschnitt einer solchen Stelle zeigt die Prof.-Abb. 1.) Doch westlich und östlich davon, wo die oberen Schichten des Glaukonitsandes in der Nähe des Meeres liegen (diese Schichten sind besonders locker und

tonreich), werden niedrige, 3—5 und mehr Meter tiefe und mehrere 10 Meter lange Höhlen eingewaschen. Die hangenden Kalksteine sind durch tiefe und weitgehende Kluftspalten durchschnitten, so dass es wenigstens in der Nähe der Küste keine eigentliche Tafel mehr gibt, sondern sie ist in einzelne *in situ* liegende Schollen zerlegt. Eine solche Kluftspalte ist auf der Abbildung 11 gut zu sehen; die rechte Scholle ist im Vergleich mit der linken schon etwas abgesunken.

Wenn diese Schollen genügend unterhöhlt werden, brechen sie ab, neigen sich dem Meere zu, gleiten auf der glatten tonigen Fläche des Glaukonitsandes dahin und stürzen dann um, indem sie dem Meere gewöhnlich die oberen, hellgrau-weissen Platten des Echinosphaeritenkalkes in fast aufrechter Lage zuwenden. Der Zwischenraum zwischen diesen abgestürzten Schollen und der Felswand wird durch das Geröll des alten Strandes ausgefüllt.

Die Kantenlänge der abgestürzten Schollen beträgt 8 bis 12 m, bei einer Mächtigkeit von 3 bis 4 m. Die Nordspitze von Klein-Rogö ist dicht mit solchen, fast bis zur höchsten Schicht des Glintes reichenden Schollen bedeckt.

Vom Meere aus gesehen, steht deshalb die wellenumbrauste Nordküste der Insel da wie ein Wikingerschiff, das dicht mit gigantischen weissen eckigen Schilden behängt ist.

Und diese Kalkschilde schützen die Steilküste, solange der Frost, das Eis und die Wellen sie zu Scherben, Schutt und Geröll umarbeiten und die Wellen dies alles wieder zu erneutem Angriff gegen die Felswand schleudern.

Auf der Karte von Klein-Rogö sind mit römischen Zahlen die Linien verschiedener Intensität der Abrasion bezeichnet, welche hier, wie gesagt, von der Lage des Glaukonitsandes abhängig ist. Auf der Karte 3 bei Westernäs steht II, weil der Glaukonitsand hier schon hoch liegt und die Strandterrasse brechend auf die Wellen wirkt. Rechts und links davon steht III — es sind dies die Linien des kleinsten Widerstandes und der grössten Abrasion, wo der Glaukonitsand die günstigste Lage gegenüber der Wellenkraft besitzt. Südwestlich und südöstlich davon liegen symmetrisch die Zahlen I, wo der Glaukonitsand unter dem Meere liegt und wo das unterhöhlte Kliff sich zwar ausgebildet hat (Abb. 9, 14), wo aber der Widerstand der Gesteine zu gross ist, als dass die Zerstörung mit voller Intensität vor sich gehen könnte. Noch

weiter liegen die jüngeren Teile des Kliffes, dem die Küste der kleinen Kalkstufen folgt.

Wir wissen aber, dass die Inseln sich fortwährend heben, so dass das Bild des Kliffes und seiner Zerstörung nur der Gegenwart entspricht. Der Glaukonitsand bei Westernäs wird sich einst aus dem Wirkungsbereich der Wellen erheben, während er südlicher immer mehr und mehr auftauchen wird, so dass die römischen „III" in derselben Richtung verlegt werden müssen. Es kann vorausgesehn werden, dass Westernäs einst das Aussehen von Pakerort erhalten wird (Abb. 5), wo der kambrische Sandstein vom Meere bespült wird, der Glaukonitsand aber wird dann, mit derselben Einkerbung, in der Höhe liegen.

Auf Gross-Rogö liegt auch an der höchsten Stelle der Glaukonitsand unter dem Meeresspiegel, und wir erkennen am Kliff nur den Treppenstrand (bei Arabyt-Ören) und das erste Stadium des unterhöhlten Kliffes. Die Zerstörung der Felswand von Gross-Rogö muss ziemlich träge vor sich gehen, wie es der am Rande des Glintes rezent-fossile Strandwall beweist.

Auf Odensholm sind die Kliff-Formen im allgemeinen dieselben wie auf Gross-Rogö; nur die Abrasion geht hier intensiver vor sich. Doch an einer Stelle nähert sich der Zustand dem, welchen wir bei Westernäs kennen lernten. Es ist dies nämlich der „Sattel" an der NO-Küste von Odensholm, wo sich der Glaukonitsand ein wenig über dem Meere erhebt, die Kalksteine aber, des Sattels wegen, stark zerrüttet und gelockert sind und die Arbeit der Wellen erleichtern.

An unseren Glintinseln haben wir also verschiedene Formen der Steilküste kennen gelernt, die alle verschiedene Stadien, vielleicht richtiger nur Momente eines einheitlichen Prozesses sind. Die Faktoren und Bedingungen der Entstehung und Entwickelung der Küste sind: 1) die petrographischen Eigenschaften der Gesteine, wobei der Glaukonitsand eine besondere, sozusagen fatale Rolle spielt, und die Diaklasen; 2) das südliche Einfallen der Schichten, also auch der ganzen Tafeln; 3) die ununterbrochene Hebung des Geländes, und 4) die Macht der Wellen, des Frostes, des Eises, der Verwitterung überhaupt.

Die einzelnen Formen und Momente der Steilküste können folgendermassen zusammengefasst werden:

I. Odensholm-Stadium. Gut ausgebildete Felstreppenküste, welche in ein nur mässig unterhöhltes Kliff über-

geht. In diesem Zustande befinden sich gegenwärtig die Kliffküste von Odensholm (Ausnahme: der Sattel), Gross-Rogö, die Teile des Glintes von Klein-Rogö bei Watnäs und Lill-By und die Küste südlich von Paldiski (Abb. 6, 7, 8, 9).

II. Rogö-Stadium. Der Glaukonitsand liegt in der Brandung. Tief eingedrungene Brandungshohlkehlen und Felsstürze. Es ist dies der Moment der intensivsten Zerstörung des Glintes. In diesem Stadium befinden sich gegenwärtig auf Klein-Rogö die Umgebung von Westernäs, der Scheitel des Sattels auf Odensholm und zum Teil auch der Strand etwas nördlich von Paldiski (Abb. 14, aber nur teilweise, denn der Glaukonitsand ist noch unter dem Meeresspiegel).

III. Pakerort-Stadium. Der Glaukonitsand liegt hoch über dem Meere. Die Brandung nagt zwar heftig am Sandsteinfuss des Kliffes, aber die Folgen sind nicht mehr so bemerkbar, wie auf Rogö. Die Abrasion reicht gerade aus, um das Kliff in voller Frische zu erhalten.

Doch die Hebung dauert weiter, das Meer zieht sich zurück, der Schutt wird nicht mehr zerrieben und weggeschwemmt, es bildet sich ein breiter, schützender Vorstrand; es wird das IV., das eigentliche „Glintstadium" vorbereitet: das Meer ist weit, das Kliff ist bis zu den Kalksteinen mit Schutt bedeckt und bewachsen; nur die hangenden Kalksteine bilden noch eine durch Diaklasen gezackte Felswand. Auf dem Glint finden wir noch hier und da alte Strandwälle, und Strandgeröll bildet dicht am Fusse des Abhanges die Unterlage der Bodenschicht.

Der geschilderte gegenwärtige Zustand des Glintes im nordwestlichen Estland und die geologischen Vorgänge der Gegenwart, die sich an ihm abspielen, sind nur ein kleiner Abschnitt aus der langen Geschichte des Glintes, nur einer der verschiedenen von ihm durchgemachten Hebungszyklen. Und es ist ja möglich, dass das Dasein der Inseln solchen Abrasionszyklen zu verdanken ist. Wir sahen, wie auf Klein-Rogö die Wellen nicht allseitig gleichmässig tätig sind, sondern von den Wellen am stärksten die NO- und NW-Küsten benagt werden; die Insel verschmälert sich schnell, und der Gedanke liegt nahe, dass auch die Rogerwiek und mehrere andere Ausbuchtungen im Glint ihre Entstehung, zum Teil wenigstens, ehemaligen Abrasionszyklen zu verdanken haben.

Die obigen Seiten aus der Geschichte des estländischen

Glintes passen gut in den Rahmen der Davis'schen Lehre, obwohl diese in unserer Darstellung und Terminologie hier keinen vollständigen Ausdruck gefunden hat. Aber auch die von uns angewandten Ausdrücke und Bezeichnungen sind nicht als irgendwelche allgemeine Fachausdrücke gedacht und gebraucht worden, sondern sie werden nur für diesen Fall, diese Steilküste, oder sogar nur diesen Teil des Glintes verwendet. Denn der Glint in seiner ganzen Ausdehnung wird sicherlich nicht in dieses Schema passen: es kommen da hinzu die Erosionsvorgänge, welche im Osten eine grosse Rolle spielen; mit der Hebung tauchen andere „fatale" Schichten auf — nicht nur der Glaukonitsand; auch die Vorgänge brauchen nicht immer dieselben zu sein. Das alles muss aber den Stoff für eine andere Abhandlung liefern, welche die Geschichte des ganzen estländischen Glintes enthalten soll [1]).

1) Wichtige Angaben über die Ausbildung des Glintes enthält die Abhandlung von A. Tammekann: „Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes". Tartu 1926. Acta et Comm. Un. Tart. A IX. 7. Ich konnte sie aber nicht mehr benutzen, weil die vorliegende Arbeit schon druckfertig war.

II. Teil.

Die quartären und ordovizischen Ablagerungen der Inseln Odensholm und Rogö.

V. Die geologische Karte der Inseln. Bemerkungen zur allgemeinen Gliederung des Ordoviziums in Estland.

Es kommen auf den Inseln folgende Ablagerungen vor: 1) postglaziale Strandablagerungen; 2) ältere postglaziale Sandablagerungen; 3) ausgespülte Grundmoräne (die kleinen Inseln zwischen Klein- und Gross-Rogö); 4) die unteren Stufen des Mittelordoviziums: C_2, Kukruse- (Kuckers-) Stufe und $C_{1\,a-b}$, Tallinna- (Reval-) oder Echinosphaeritenkalk (-Stufe) zusammen mit der oberen Linsenschicht; 5) Unterordovizium: B_3, Vaginatenkalk- oder Kunda-Stufe, welche wir aber für unser Gebiet mit den Namen *raniceps*-Zone, Rogö-Sandstein oder einfach „Kalksandstein" bezeichnen werden; B_2, *Megalaspis*- oder Glaukonitkalk (-Stufe); B_1, Glaukonitsand, und A_3 — der Dictyonemaschiefer; die tiefste ordovizische Ablagerung, der Obolensandstein, tritt auf den Inseln nicht zutage.

Von diesen Ablagerungen sind in die Karten eingetragen: die Sandablagerungen im Süden der Inseln, wo der Untergrund nicht aufgeschlossen ist, die Kukruse-Stufe und der Echinosphaeritenkalk. Die anderen Schichten treten nur am Glint zutage, sind vom Echinosphaeritenkalk überdacht und konnten deshalb nicht in die Karte eingetragen werden.

Die Gliederung des ostbaltischen Ordoviziums als untere, mittlere und obere Abteilung wurde von Raymond[1]) vorge-

1) P. Raymond, „The correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin". Cambridge, U. S. A. 1916.

nommen, und gleichfalls Raymond war es, der im ostbaltischen „Silur" die Bezeichnung Ordovizium zum Unterschied vom eigentlichen Silur oder Gotlandium in Anwendung brachte. Dies alles fand bei den estnischen Geologen allgemeinen Beifall. An der Raymondschen Gliederung nehmen wir aber eine kleine Änderung vor, indem wir die Tallinna-Stufe (Revalsche Stufe, Echinosphaeritenkalk) zusammen mit der oberen Linsenschicht nicht mehr ins untere, sondern ins mittlere Ordovizium verlegen. Es geschieht dies aus faunistischen und stratigraphischen Gründen. Der Echinosphaeritenkalk unterscheidet sich stark vom Vaginatenkalk (Kunda-Stufe) durch die fast plötzlich auftretenden zahlreichen *Illaenus*-Arten und durch das Aussterben des *Megalaspis* (letzte Vertreter in der oberen Linsenschicht); ausserdem hat er viel mehr gemeinschaftliche Formen mit der hangenden Kukruse- als mit der liegenden Vaginaten-Stufe. Stratigraphisch ist diese Verschiebung der Grenze notwendig, weil wir im Vaginatenkalk noch deutliche Bodenschwankungen wahrnehmen, die in den verschiedenen Fazies und im Auskeilen und Wiedererscheinen einzelner Zonen ihren Ausdruck finden. Beim Echinosphaeritenkalk aber findet ein Ausgleich der Sedimentationsbedingungen statt, indem der Echinosphaeritenkalk selbst und die folgenden Stufen als pelagische aufzufassen sind[1]). Die Klärung dieser Frage gibt Herr K. Jaansoon-Orviku in seiner Abhandlung über den Echinosphaeritenkalk[2]).

VI. Die Quartärablagerungen der Inseln.

Die spätesten Quartärablagerungen der Inseln bestehen aus den schon beschriebenen Strandablagerungen, den Strandwällen. Besonders schön treten diese auf Odensholm hervor, wo sie auch Fr. Schmidt als solche erwähnt (1858, pag. 79). Analoge Bildungen sind von Schmidt und Hausen im übrigen Glintgebiete untersucht worden. In diesen Strandwällen auf Odensholm fanden sich einige wenige Reste von *Mytilus edulis*.

Alter als dieses Kalkgeröll sind die Sand- und Grandablagerungen im Süden der Inseln, welche in die Karten als den Kukrusekalk überdeckend eingetragen sind. Die Mächtigkeit

1) Siehe auch: A. Öpik, „Beiträge zur Stratigraphie und Fauna der Kukruse-Stufe II". Tartu, 1927.

2) „Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I". Tartu 1927. Acta et Comm. Un. Tart. A XI. 6.

dieser Schichten kann ziemlich bedeutend werden, weil die Brunnen sie nicht durchteufen.

Die kleinen Inselchen zwischen Gross- und Klein-Rogö bestehen aus von den Wellen ausgewaschenen Eisablagerungen und führen Sand und Wanderblöcke. Der Boden der Meeresenge besteht aber aus Kalkstein, und zwar wahrscheinlich aus unbedeckten Kalkplatten mit sehr vielen kristallinen Wanderblöcken.

Aus der Zeit des Eisrückzuges stammen die zahlreichen Wanderblöcke her, welche zerstreut oder auch ziemlich dicht zusammen überall auf den Inseln vorkommen. Es sind offenbar die Reste der ausgewaschenen Glazialablagerungen, deren umgelagerte feinkörnige Bestandteile in den erwähnten Sandablagerungen zu suchen sind.

Die Wanderblöcke vertreten eine ganze Reihe kristalliner Gesteine, von denen nur einige hier erwähnt werden. Auf Odensholm treffen wir grosse eckige Blöcke eines breccierten Gneises, der besonders im Süden der Insel reichlich vertreten ist (Abb. 10).

Im Nordosten von Odensholm, unweit der Landungsbrücke des Leuchtturmes, dicht am Meere befindet sich unter anderen ein aus sehr grobkörnigem Diabas bestehender Block. Mit einem Handstück verglichen, das ich von Herrn Dr. Laitakari erhielt, konnte dieser Block als zum Satakunta-Diabas gehörig erkannt werden [1]).

Auf Gross-Rogö fand sich ein aus einem Arkosekonglomerat bestehender, sehr grobkörniger Sandsteinblock.

Sehr verbreitet auf den Inseln sind Rapakivi-Blöcke, welche zum Teil, was auch nicht befremden kann, gerade dem Viborgit äusserst ähnlich aussehen.

Besonders müssen erwähnt werden Geschiebe eines gelblichen, dichten, lithographisch aussehenden Kalksteins, welcher unverkennbare Ähnlichkeit mit dem Rakvere- (Wesenberger, „E"-) Gestein besitzt. Auf ihr Vorkommen hat mich Herr Winkler aufmerksam gemacht, aber zusammen mit ihm stellten wir auch fest, dass sie hier nicht anstehend zu finden sind.

Versteinerungen habe ich in diesen kleinen Kalkblöcken nicht gefunden. Sie sind aber mit dem Rakvere- (Wesenberger)

1) Aarne Laitakari. „Über das jotnische Gebiet von Satakunta". Bull. Comm. Géol. de Finlande Nr. 60.

Kalkstein identisch, welcher, wie es sich jetzt erwiesen hat, auch auf der Insel Dagö vorkommt. Es ist ein Problem, wie diese Kalksteine auf unsere Inseln gekommen sind, denn der Ausstrich liegt auf dem Festlande, also südlich von dem Orte des Vorkommens der Blöcke. Wenn diese aus der Eiszeit herstammen, müssen wir annehmen, dass im Finnischen Meerbusen das Anstehende den Meeresboden bildet. Dieser Fall wäre eine gute Bestätigung für die von Sederholm und Ramsay angenommenen Verwerfungen. Eine andere Möglichkeit ist, dass diese Geschiebe zum Ostseekalk gehören und aus dem Ålandgebiet herstammen. Dieses steht nicht in Widerspruch mit der Eisbewegung, doch das Gestein ist nicht ganz der typische Ostseekalk.

Es gibt noch eine dritte Lösung der Frage, welche mir aber nicht die wahrscheinlichste zu sein scheint. Es wurde nämlich erwähnt, dass der Rakvere- (Wesenberg-) Kalk auf Dagö anstehend gefunden wird. Dieses wusste schon Schrenck, von Schmidt aber wurde diese Tatsache, wenn nicht gerade abgelehnt, so doch in Zweifel gezogen. Es könnte ja nun der Fall sein, dass diese Kalkgeschiebe in postglazialer Zeit, wo die Inseln vom Meere bedeckt waren, als Driftmaterial von Dagö nach den Glintinseln verfrachtet wurden. Aber auch auf Dagö fand ich zahlreiche zweifellose Wesenberger Kalkgeschiebe mehr als 5 klm nördlich vom Ausstrich des Anstehenden, also analog dem Vorkommen derselben auf unseren Inseln. Diese Wahrnehmung spricht für die Annahme eines Verwerfungsgrabens im Norden der Inseln, dessen Boden wenigstens zum Teil aus den ordovizischen ostbaltischen Gesteinen aufgebaut ist. Eingehendere Forschungen werden hoffentlich eine Lösung der Frage liefern.

Um hier mit dem Quartär abzuschliessen, sei noch das Vorkommen eines Sattels auf Odensholm erwähnt, welcher vielleicht durch den Eisdruck aufgestaut wurde. Zu dieser Frage zurückzukehren (Anhang 1) werden wir noch Gelegenheit haben.

VII. Das Mittelordovizium der Inseln.

Kukruse- und Tallinna- *(Echinosphaerites-)* Stufen.

Das Vorkommen der **Kukruse-Stufe** auf den Inseln ist in der Literatur nicht erwähnt worden. Die nächsten festländi-

schen Aufschlüsse der Kukruse-Stufe befinden sich auf der Halbinsel Paldiski [1]). Auch der Meeresboden zwischen den Inseln und dem Festlande besteht offenbar aus dem zum Teil noch kukersitführenden Kukruse-Kalk. Aus diesem subaquatischen Lager sind Fossilien bekannt, wie es die folgenden Zeilen von Fr. Schmidt (1858, S. 130) bestätigen: „im Meere zwischen Spitham und Odensholm ragt eine Kalkbank bis wenige Fuss unter dem Meeresspiegel vor, von der das Eis alljährlich eine Menge Kalktrümmer der Küste bei Spitham zuführt, die, ihrem Gestein und ihren sehr zahlreichen Petrefakten nach, mit dem den Brandschiefer begleitenden Kalkstein zu parallelisieren sind; die Petrefakten, namentlich die Brachiopodenschalen, sind zum Teil verkieselt; das Gestein ist ein mergeliger grauer Kalk, der etwas bituminös scheint. Von Petrefakten, auf deren Sammeln sich die Bewohner von Spitham etwas verstehn, habe ich bisher zu Gesicht bekommen:

× *Phacops dubius* (= *Pterygometopus exilis* Eichw.)
× *Asaphus acuminatus* (wahrscheinlich *A. nieszkowskii*)
Lichas eichwaldi aff.
× *Illaenus schmidti*
× *Zethus rex* (= *Cybele rex*)
× *Leptaena sericea* (*Plectambonites sericeus*)
× *Porambonites deformatus* (?) in grosser Menge
× *Orthis lynx* (*Platystrophia lynx*)
Orthis calligramma
× *Orthis semicircularis*
Pentacrinites priscus
Cyclocrinites spasskii
Coscinium proavus
Discopora sp.
Montculipora petropolitana
Streptelasma sp.“

Diese Fauna ist aber nicht durchweg die Kukruse-(C_2-)Fauna. Die typischen Vertreter des Brandschiefers sind von uns mit einem Kreuz (×) bezeichnet. Manche von diesen können auch aus dem Echinosphaeritenkalk, andere aus der Jõhvi-(Jewe-) Stufe stammen, doch in solcher Gesellschaft (×), wie sie hier

1) N. Pogreboff. „Die baltischen Brennschiefer“, mit einer geol. Karte von V. M. Koslovsky.

uns vorliegt, kommen sie in der Kukruse-Stufe vor. Unter den anderen Arten, deren Zugehörigkeit eben nicht sicher ist, sind drei, nämlich *Lichas eichwaldi*, *Cyclocrinites spasskii* und *Streptelasma sp.*, welche sicherlich nicht der Kukruse-, sondern der Rakvere- (Wesenberger) Stufe angehören.

Die Fossilien sind nun alles Geschiebestücke, denn „bei Spitham selbst, einem schwedischen Dorfe an der Nordwestspitze Estlands gleichen Namens, steht auch kein Gestein an" (Schmidt, ibid.), und wir können für diese Geschiebe mit den schon erwähnten Rakverekalk-Blöcken von Odensholm und Rogö den gleichen Ursprung annehmen. Auch Geschiebe der Jõhvi- (Jewe-, D_1-)Stufe mit *Porambonites schmidti* werden bei Spitham gefunden.

Ich konnte vorläufig Spitham noch nicht besuchen; aber nach der Beschreibung zu urteilen, hat das Vorkommen eine grosse Ähnlichkeit mit dem Kalkgeschiebevorkommen auf Dagö, das ich im Sommer 1926 genauer untersuchen konnte.

Auf den Inseln selbst kommt der Kukrusekalk anstehend im Süden vor. Einige Versteinerungen von Odensholm (*Chasmops odini Eichw.*) waren zum Teil als Echinosphaeritenkalk-Petrefakten beschrieben worden, oder man meinte, dass sie von den Wellen ausgeworfen werden; dass aber der Kalkstein unter dem Strandwall ansteht, war nicht bekannt.

Auf Odensholm finden wir Aufschlüsse der unteren C_2-Kalksteine und Mergel in einem kleinen und flachen Steinbruch unweit der Kirche, und am südwestlichen Strande, etwas nördlich von Suur-sadam (= Grosser Hafen). Ausserdem findet sich an einem kleinen Graben bei der Schule ein dichter grauer Kalkstein, den man für einen Übergang zum Liegenden halten kann. Ein unmittelbarer Kontakt beider Stufen (C_2 und C_1) ist nicht zu beobachten.

Das Gestein im Steinbruch bei der Kirche von Odensholm ist ein grauer kristalliner Kalk mit lockeren Mergelschichten, welcher auch dem Echinosphaeritenkalk angehören kann. Die Fauna aber, wie sie sich aus der Liste ergibt, gehört zu den unteren Kukruse-Schichten:

Cheirurus spinulosus Nieszk.
Chasmops odini Eichw.
Illaenus schmidti Nieszk.
Clitambonites pyron Eichw.

Rafinesquina imbrex Pander.
Porambonites teretior Eichw.
Triplecia dorsata His.
Plectambonites sericeus Sow.
Diplotrypa petropolitana Nich.
Diplotrypa bicornis Eichw.
Echinosphaerites aurantium Gyll.
Coelosphaeridium sp.

Das am südwestlichen Strande von Odensholm anstehende Gestein (siehe Abb. 4) ist ebenfalls eine Wechselfolge von dichterem und kristallinem, aber schon etwas gelblichem Kalkstein mit Mergellagen. Der Mergel ist locker, zerfällt leicht und enthält Kukersit, der im Gestein wurmspurartig verteilt ist. Von Fossilien wurden hier gefunden:

Chasmops odini Eichw.
Plectambonites sericeus Sow.
Clitambonites squamatus Pahlen.

Auf Gross-Rogö sind keine Steinbrüche oder irgendwelche künstliche Aufschlüsse der Kukruse-Kalksteine vorhanden; doch die Schichten treten an vielen Stellen als nackter Felsboden zu Tage. Ein ziemlich deutlicher Kontakt konnte in der Mitte der Insel beim Höhenpunkt 3, 8 Faden (= 8, 1 m) nachgewiesen werden, wo eine aus Kukruse-Kalksteinen bestehende Geländeterrasse liegt (Abb. 1). Unter der Terrasse haben wir das Übergangsgestein, ähnlich wie bei der Schule von Odensholm, dem gegen Norden die C_1-Kalke folgen. Die Aufnahme (Abb. 1) ist gerade vom höchsten Punkt dieser Stelle gegen NE gemacht worden. In einiger Entfernung sieht man die Geländestufe; weiter erstreckt sich die flache Echinosphaeritenkalk-Tafel.

Das Gestein ist dem von Odensholm ähnlich, stellenweise aber etwas gelber.

Von Versteinerungen wurde gefunden:

Chasmops odini
Rafinesquina imbrex.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auch auf Klein-Rogö, wo ausserdem noch von Herrn K. Jaansoon-Orviku am Kliff nördlich von Lill-By, bei den alten Festungsbauten, welche in die Felswand eingeschnitten sind, über dem Echinosphaeritenkalk mergelige, etwas bituminöse, offenbar untere C_2-Schichten

gefunden worden sind. Als leitende Versteinerung tritt auf Klein-Rogö

Chasmops odini

auf.

Der Echinosphaeritenkalk (Reval-Stufe, Tallinna-Stufe, $C_{1a,-b}$), die „untere Linsenschicht" mitgerechnet, bildet die am besten hinsichtlich ihrer Fauna bekannten Schichten der Inseln Rogö und besonders Odensholm. Eichwald beschrieb daraus eine Reihe von Fossilien, und Schmidt beschäftigte sich während seiner Besuche vorwiegend mit dem Versteinerungssammeln an den Aufschlüssen des Echinosphaeritenkalkes.

Die grauen plattigen, oft von Versteinerungssplittern durchwobenen, teilweise kristallinen, teilweise mergeligen, von Ätzflächen durchzogenen Kalke sind mehr oder weniger gleichartig auf allen drei Inseln entwickelt. Die obere Linsenschicht aber (Abb. 9, 13), welche auf Klein-Rogö 0,12, auf Gross-Rogö 0,08 m. mächtig ist, fehlt auf Odensholm gänzlich. Die Mächtigkeit des Echinosphaeritenkalkes, die obere Linsenschicht mitgerechnet, beträgt nicht über 6—7 m. Ein vollständiges Profil der Stufe fehlt auf den Inseln, aber die unteren 4, 5—5 m sind auf der ganzen Strecke der Steilküste der Glintinseln gut zugänglich. Die Dachschicht des C_1-Kalkes ist in postglazialer Zeit vom Meere angeätzt worden (Abb. 2).

Der Echinosphaeritenkalk von Gross-Rogö lieferte:

Illaenus schmidti Nieszk.
Orthoceras conicum His.
Clitambonites sp.
Endoceras sp.
Receptaculites orbis,

und nach Angaben von Fr. Schmidt kommen noch hinzu:

Illaenus sinuatus Holm
Lichas furcifer F. S.
Lichas tricuspidatus Dames
Cheirurus gladiator Eichw., u. a.

Aus der oberen Linsenschicht von derselben Insel stammt

Asaphus cornutus Pander.

Im Echinosphaeritenkalk auf Gross-Rogö fand sich *Illaenus schmidti* und in der oberen Linsenschicht *Asaphus cornutus* wieder.

Die „Linsenschicht", welche als oolithischer bräunlicher Mer-

gelkalk ausgebildet ist, kommt auf den Abb. 9 und 13 sehr deutlich als dunkler Streifen zum Vorschein.

Auf Odensholm besteht das Kliff fast ausschliesslich aus dem Echinosphaeritenkalk, der hier in einer Mächtigkeit von 5 bis 6 m ansteht. Die Abb. 2, 6, 7, 8 zeigen alle Erscheinungsformen des Echinosphaeritenkalkes. Der Kalk ist hier ausnahmsweise fossilreich, es liegen hier die reichsten Fundstellen dieser Stufe am Glint. Die reichste Stelle ist hier die Umgebung der Landungsbrücke des Leuchtturmes (Abb. 6), wo auch das folgende Profil gemessen wurde:

3. Fossilreiche Kalksteine, durch Übergangsformen mit den liegenden Schichten verbunden. Besonders fossilienreich ist eine Schicht ca 3, 8 m über dem Meere. Diese Schicht ist auch von Eichwald und Schmidt beschrieben worden. Sie ist mit einer deutlichen Korrosionsfläche verbunden. + 1 m.
2. Hellgraue, verhältnismässig dickplattige Kalksteine mit wenigen Cephalopoden, ebenfalls mit den tieferen Schichten durch Übergangsformen verbunden; mehrere Korrosionsflächen, eine sehr scharfe ca 1 m über dem Meere. Die Schichten sind nicht fossilreich, die Anzahl der Versteinerungen nimmt gegen das Hangende zu. 3,0 m.
1. Dünnplattige graue sandige Kalksteine mit zahlreichen Cephalopoden *(Endoceras)* und Korrosionsflächen. — 0,2 m. Im Liegenden: Kalksandstein mit unebener Oberfläche.

Aus der Schicht 2 stammen:

Cheirurus gladiator Eichw.
Lichas furcifer F. S.
Illaenus sp.
Orthoceras regulare
Diplotrypa petropolitana.

Die fossilreiche Schicht in 3 (Höhe: 3, 8 m) und die benachbarten Kalksteine lieferten:

Cheirurus gladiator Eichw.
Asaphus nieszkowskii F. S. (zahlreich)
Basilicus lawrowi F. S.
Basilicus sp.
Cheirurus variolaris Linnarsson
Asaphus devexus Eichw. (nach Fr. Schmidt)
Cybele sp.

Climacograptus sp.
Subulites sp.
Worthenia sp.
Orthoceras regulare
Endoceras sp.
Lituites sp.
Clitambonites schmidti Pahlen
Clitambonites marginatus Pahlen
Porambonites teretior Pand.
Porambonites deformatus Pand.
Rafinesquina imbrex Eichw.
Diplotrypa petropolitana Nich.
Diplotrypa bicornis Eichw.

Damit wollen wir vorläufig die Beschreibung des Echinosphaeritenkalkes der Inseln abschliessen, weil diese Stufe gegenwärtig von Herrn K. Jaansoon-Orviku monographisch beschrieben wird, wobei auch das hier angeführte Material einer Prüfung unterliegt.

Noch soviel sei hier erwähnt, dass die Gesteine der Kukruse-Stufe und des Echinosphaeritenkalkes der Inseln eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den entsprechenden Gesteinen des Åland-gebietes haben, wobei auch die Faunen sich sehr ähnlich verhalten.

Der Echinosphaeritenkalk hat noch eine Fortsetzung westlich von Odensholm. Im Sommer 1926 fand der Verfasser auf der Insel Hiiumaa (Dagö) unter anderem auch Echinosphaeritenkalk-Geschiebe, welches

Asaphus devexus und
Orthoceras regulare

lieferte.

VIII. Über die Gliederung des Unterordoviziums im Ostbaltikum.

In dem Unterordovizium Estlands können wir zwei Abteilungen unterscheiden, welche sich sowohl in Hinsicht der Gesteine, als auch der Faunen scharf voneinander trennen lassen.

Die untere Abteilung setzt sich aus Obolensandstein, Dictyonemaschiefer und Glaukonitsand zusammen. Trotz ihrer Verschiedenheit haben diese Gesteine gemeinsame Züge, welche die Schichten zu vereinigen erlauben. Es fehlen in diesen

Schichten die Trilobiten, dagegen finden wir hier einen Reichtum an schlosslosen Brachiopoden und an Konodonten. Diese Ablagerungen entsprechen vollständig dem englischen Tremadoc und der skandinavischen *Ceratopyge*-Region. Bisher wurde der Glaukonitsand immer zum Glaukonitkalk gerechnet (Schmidt, Lamansky, Raymond), obwohl dabei als einziges Kriterium der Glaukonitgehalt dienen konnte.

Die obere Abteilung enthält den Glaukonitkalk (BII) und den Vaginatenkalk (BIII) mit der unteren Linsenschicht. Von der unteren Abteilung unterscheidet sie sich scharf durch das Vorwiegen von Kalkstein und durch das Auftreten zahlreicher kalkschaliger schlossführender Brachiopoden, Cephalopoden und eines ganzen Heeres von Trilobiten. Diese Schichten sind von Lamansky in seiner sehr verdienstvollen Monographie (1905) zusammen mit dem Glaukonitsand als eine B-Stufe beschrieben worden. In dieser B-Stufe (oder Gruppe) unterscheidet Lamansky eine Reihe von Zonen, die sich zum Teil mit denen von Fr. Schmidt decken. Als $B_{I\alpha\beta}$ (B_1 - Fr. Schm.) wird der Glaukonitsand, den wir aber der älteren Abteilung zuweisen, bezeichnet; mit $B_{II\alpha,\beta,\gamma}$ sind die Zonen des Glaukonit-, oder *Megalaspis*-Kalkes bezeichnet (B_{2a} nach Fr. Schm.); $B_{III\alpha}$ entspricht der B_{2b}-Zone von Fr. Schmidt, welche *Asaphus expansus* enthält, aber in Estland nicht nachgewiesen ist; $B_{III\beta}$ ist die untere Linsenschicht (B_{3a}) mit *Asaphus raniceps* und $B_{III\gamma}$ — der „echte" Vaginatenkalk (B_{3b}) mit *Asaphus eichwaldi*. Diese Gliederung ist von Lamansky speziell für den Glint östlich vom Narva-Flusse aufgestellt worden, lässt sich aber auch noch weit nach Westen verfolgen [1]).

Westlich von Tallinn hingegen, und besonders auf den Inseln Odensholm und Rogö, ändern sich die Verhältnisse ein wenig und muss die Auffassung Lamansky's zum Teil modifiziert werden, was im folgenden geschieht.

Unsere Beschreibung beginnen wir mit den älteren Gliedern des Unterordoviziums, welche wenig Zeit und Raum beanspruchen werden. Abschliessen werden wir mit dem Rogö- oder *raniceps*-Kalksandstein, den wir auch ausserhalb der Inseln behandeln müssen.

1) Siehe Anhang.

IX. Dictyonemaschiefer und Glaukonitsand.

Weil der Obolensandstein, das tiefste Glied des Unterordoviziums, auf den Inseln überhaupt nicht zutage tritt, so beginnen wir mit dem

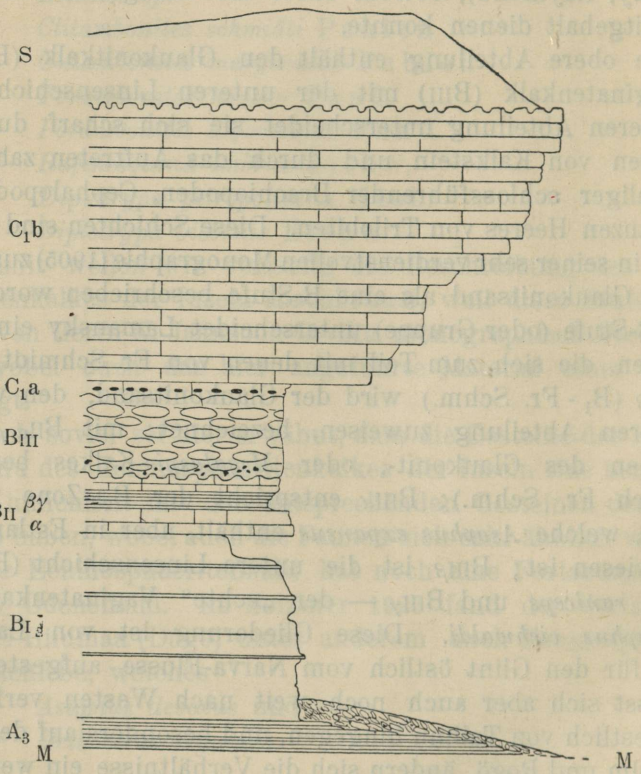


Fig. 11. Profil des Ordoviziums bei Westernäs.

Abb. 11. Profil am Glint von Klein-Rogö. MM — Meeresspiegel; A_3 — Dictyonemaschiefer; B_1 — Glaukonitsand, 3,5 bis 4 m, mit wenigen härteren Bänken; B_{II} — Glaukonitkalk, 0,9 bis 1,5 m: α — Die unteren Schichten bestehen aus weichem glaukonitreichem Kalkstein, dem einige harte kristalline Kalkbänke mit Korrosionsflächen folgen. Das sind Schichten mit *Megalaspis planilimbata*. $\beta\gamma$ — Mergel- und Kalksteinschichten mit *Megalaspis limbata* usw., teilweise und stellenweise durch graptolithenführenden Schieferton ersetzt; $B_{III}\beta$ — Knolliger Rogö-Sandstein mit *Asaphus raniceps*, der unteren Linsenschicht entsprechend, 1,3 m; C_1a — Untere Linsenschicht und C_1b — Echinosphaeritenkalk, zusammen 5 bis 5,5 m mit der postglazialen Korrosionsfläche abschliessend; S — Strandwall, ca. 1,5 m. — Die gesamte Mächtigkeit des Profils beträgt 12,5 m.

Dictyonemaschiefer.

In seiner ganzen Mächtigkeit ist der Dictyonemaschiefer auf der Halbinsel Paldiski aufgeschlossen. Ganz besonders schön sehen wir ihn am Kap Pakerort, wie es die Abb. 5 darstellt.

Auf der Insel Klein-Rogö bildet der Dictyonemaschiefer nur noch die Unterlage der von Kalkgeröll bedeckten engen Strandterrasse (Abb. 11).

Auf den westlichen Inseln kommt der Schiefer nur noch in der Form von Meeresauswürflingen vor. Über die Mächtigkeit des Schiefers sind keine Angaben vorhanden. Bei Pakerort schwankt die Mächtigkeit zwischen 4,5 und 5,5 m, was auch auf den Inseln der Fall sein könnte. Das Vorkommen des Schiefers auf Klein-Rogö wird in der Literatur nur flüchtig erwähnt. Unter den Versteinerungen konnten bestimmt werden:

Dictyonema flabelliforme Eichw.
Dictyonema norvegicum Kjerulf.
Lingula sp.
und die Konodonten:
Cordylodus rotundatus Pander.
Drepanodus arcuatus Pander.

In den Auswürflingen des Schiefers am Strande Gross-Rogö sind zu finden:

Dictyonema flabelliforme Eichw.
Dictyonema norvegicum Kjerulf.
Lingula sp.
und einige Konodonten.

Auf Odensholm kommen die Dictyonemaschiefer-Auswürflinge nur am südöstlichen Ufer der Insel vor, und dabei in einer bemerkenswerten Fülle. Wahrscheinlich liegt hier (so wie bei Paldiski) eine submarine Abspülungsfläche, wo der Schiefer, frei von jedem Sediment, den Boden bildet. Diese Spülfläche ist offenbar von Blasentang — *Fucus vesiculosus* — bedeckt, der, an den Schieferstücken haftend, den Wellen und der Strömung den Transport des Schiefers zum Strandwall erleichtert. Am reichlichsten findet sich der Schiefer besonders auf dem Grat des über 3 m hohen Strandwalls.

Der Schiefer enthält hier:

Dictyonema flabelliforme Eichw.
Dictyonema norvegicum Kjerulf.

Lingula sp.
Drepanodus arcuatus Pander.

Dictyonema norvegicum ist in Skandinavien als ein Zonenfossil anerkannt worden, welches dem Alter nach dem *D. flabelliforme* folgt. In Estland habe ich *D. norvegicum* auch auf der Paldiski-Halbinsel, nämlich bei Pakerort und Leetse (selten), gefunden. Das Vorkommen von *D. norvegicum* scheint bei uns ebenfalls auf die obere Hälfte des Schiefers beschränkt zu sein. Es kann aber auch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, dass dieser leitende Graptolith in den unteren Lagen des Schiefers fehlt. Ich habe nämlich fast immer *D. norvegicum* lose gefunden, und nur einigemal anstehend. Aber auch die losen Funde stammen eher aus den oberen, als aus den unteren Schichten des Schiefers. *Dictyonema norvegicum* kommt immer in Gesellschaft von *D. flabelliforme* vor.

Der Dictyonemaschiefer wird vom Glaukonitsande überdacht.

Vollständig über dem Meeresspiegel erhebt sich der Glaukonitsand nur auf Klein-Rogö (siehe Abb. 11), wo seine Mächtigkeit zwischen 3,5 und 4 m liegt. Der Glaukonitsand besteht hier, wie überall, aus einem Gemenge von Glaukonitkörnern mit gut abgerundetem Quarzsand. Die unteren Schichten sind dunkler, also glaukonitreicher; ihr Grün ist tiefer als bei den oberen Schichten. In den tiefsten Schichten fanden sich (charakteristisch für alle Fundstellen auch auf dem Festlande) zerstreute, unregelmässig gestaltete Phosphoritknollen. Auch die Fauna ist ganz typisch:

Thysanotus (Mickwitzella, Obolus) siluricus Eichw.
Lingulella (= Leptembolon) lingulaeformis Mickwitz.
Schizambon esthonia Walcott.
Lingula sp.
Salterella sp.
Drepanodus sp.

Auf Gross-Rogö ist der Glaukonitsand nicht sichtbar, doch sein Vorhandensein bestätigen die Meeresauswürflinge.

Auf Odensholm kommt nur der jüngste Teil des Glaukonitsandes zum Vorschein. Er zeigt eine abweichende Form, indem er oben harte Bänke führt, welche von zahlreichen aber unbestimmbaren *Orthis*-Schalensplittern und schlosslosen Brachio-

poden durchsetzt sind. Aber diese Schichten könnten auch zum Megalaspiskalk gerechnet werden.

Lamansky (1905), Raymond und später Tammekann[1]) sehen in der Grenze des Glaukonitsandes gegenüber dem Dictyonemaschiefer eine Lücke, welche durch eine Trockenlegung und teilweisen Abtragung des Dictyonemaschiefers entstanden ist.

Ich habe in ganz Estland diese Grenze verfolgen können, wobei nirgends eine echte Erosionsfläche des Dictyonemaschiefers zu finden war. Höchstens konnte es sich um eine subaquatische Spülfläche handeln.

Damit wollen wir die Beschreibung der unteren Abteilung des Unterordoviziums (=„Tremadoc", „*Ceratopyge*-Region") auf den Inseln abschliessen und wenden uns den jüngeren Schichten zu.

X. Der Megalaspiskalk der Inseln.

Der Glaukonitkalk, oder Megalaspiskalk[2]), $B_{II\alpha\beta\gamma}$, B_{2a} — bei den älteren Forschen „Chloritkalk" — wird auf Odensholm von Eichwald (1841) und Sokoloff (1844) erwähnt. Auf Gross-Rogö ist er unbeachtet geblieben. Auf Klein-Rogö wird er dagegen häufig von Schmidt (1858, 1881), Holm (1884) und Lamansky (1905) erwähnt. Es wird dabei die Ähnlichkeit der Schichten mit den entsprechenden festländischen bestätigt, es werden Fossilien beschrieben und die Mächtigkeit wird angegeben. Eingehendere Angaben über die Formation dieser Ablagerung auf Klein-Rogö fehlen gänzlich.

Auf der Insel Klein-Rogö besitzt der Megalaspiskalk eine sonderbare Entwickelung, über welche uns die zwei folgenden Profile aufklären:

Profil № 1. (Abb. 12.)

Am Kliff von Klein-Rogö, südöstlich von Westernäs.

Strandgeröll ca 1,5—2 m.

C_{1b}. Hellgrauer Kalkstein in Platten, dem Echinosphaeritenkalk entsprechend, ca 5 m.

C_{1a}. Obere Linsenschicht ca 0,1 m.

Profil № 2. (Abb. 13.)

Am Kliff von Klein-Rogö, südwestlich von Westernäs.

Strandgeröll ca 1,5—2 m.

C_{1b} — wie in Profil 1.

C_{1a} — wie in Profil 1.

1) A. Tammekann, „Untersuchung des Dictyonemaschiefers in Estland nach Entstehung, Alter und Verbreitung." Dorpat, 1924.

2) Der Ausdruck „Megalaspiskalk" ist besser als „Glaukonitkalk", weil nicht alle seine Schichten Glaukonit führen. Auch Lamansky bevorzugte den ersteren Ausdruck.

	BIII.	Rogö-Sandstein (Vertreter des Vaginatenkalkes).	BIII.	(Rogö-Sandstein).
Schichten mit *Asaphus raniceps.*	9.	Grauer kristalliner Kalkstein mit wenigen Sandkörnern, ohne Versteinerungen 0,09	9.	Grauer kristalliner, zum Teil brauner Kalkstein 0,37
	8.	Knollenkalksandstein, sehr fossilreich, mit bituminösen sandigen Mergellagen 0,80	8.	Bituminöser Knollenkalksandstein mit bituminösen sandigen Mergelzwischenschichten 0,70
		übergehend in:		
	7.	Knolligen Kalksandstein mit Mergellagen und mit Phosphoritknollen 0,39	7.	Knollenkalksandstein und Mergel mit Phosphorit . . . 0,30
		1,28		1,37
	BII.	Megalaspiskalk.		
Schichten mit *Megalaspis limbata.*	6.	Grüner Kalkmergel mit wenigem Glaukonit . . 0,11	4—6.	Grüner kristalliner Kalkstein, mit einer Neigung zur Knollenbildung, in Wechsellagerung mit grünem, zähem, dichtem Kalkmergel, den Schichten 4, 5 u. 6 in Profil 1 entsprechend; geht über in
	5.	Schiefriger grüner Ton, durch dunkle bituminöse Zwischenlagen gebändert, graptolithenführend 0,15		
	4.	Schiefriger grüner Mergel mit wenigem Glaukonit 0,24		
Schichten mit *Megalaspis planilimbata.*	3.	Harter kristalliner Kalk mit groben Glaukonitkörnern, aus 3—4 Bänken zusammengesetzt, welche alle voneinander durch Korrosionsflächen getrennt sind 0,21	3.	Harten kristallinen Kalkstein mit groben Glaukonitkörnern, in mehreren durch Korrosionsgruben getrennten Bänken, den Schichten 2 und 3 in Profil 1 entsprechend . . .
	2.	Harter kristalliner Kalkstein mit groben Glaukonitkörnern, in dünnen korrodierten Platten, welche voneinander durch Tonschichten geschieden werden . . 0,14		
	1.	Grüner, dunkler, sehr glaukonitreicher, toniger, knolliger Kalkstein 0,10	1—2.	Wie in Profil 1.
		Mächtigkeit des Glaukonitkalkes 0,95		Mächtigkeit des Glaukonitkalkes . . . . . 1,10 m
	BI.	Glaukonitsand.		

Diese beiden nebeneinandergestellten Profile zeigen eine abweichende Ausbildung der oberen Hälfte des *Megalaspis*-Kalkes. Diese Schichten sind durch zwei Fazies vertreten. Während das rechte Profil (Abb. 13) die „normale" Fazies darstellt, hat sich das linke an Stelle von mergeligen Kalksteinen zu Graptolithen-Schieferton und schiefrigem Mergel ausgebildet. Diese Schichten enthalten reichlich Versteinerungen, vorwiegend Trilobiten, an denen besonders die mergeligen Schichten der „Graptolithenfazies" reich sind. Hier wurden gefunden:

Megalaspis limbata Sars & Boeck; *Ptychopyge pahleni* Fr. Schmidt; *Orthis abscissa* Pander und *Didymograptus? sp.*

Die Trilobiten sind hier in ganzen, plattgedrückten Exemplaren zu finden. Diese Trilobitenfundstelle hat schon Huene (1904) ausgebeutet, wie es aus Fr. Schmidt, „Revision" folgt (Abteilung V, Lieferung IV, *Genus Megalaspis*, *M. limbata*, p. 19).

Es handelt sich hier sicherlich um eine Fazies, nicht um eine neue Einschaltung von graptolithenführenden Schichten. Es ist möglich, Schritt für Schritt den Übergang zur normalen Fazies zu verfolgen, indem der Ton durch den Mergel, der Mergel aber durch den Kalkstein abgelöst wird, so dass eigentlich keine Möglichkeit vorliegt, eine scharfe Faziesgrenze zu ziehen. Um diesen Übergang zu illustrieren, wird hier ein Profil angeführt, wo der Ton und Mergel zum Teil von Mergel und Kalkstein verdrängt ist.

Profil am Kliff von Klein-Rogö, etwas mehr südöstlich von Westernäs.

C_{1ab} und B_{III} — wie in den vorigen Profilen.

B_{II} (Megalaspiskalk).

6.	Grüner Mergelkalkstein mit wenigem Glaukonit	0,17
5.	Mergeliger grüner, z. T. grau gebänderter schiefriger Ton	0,07
3—4.	Mergeliger Kalkstein; tiefer: kristalliner Kalkstein mit wenigen Glaukonitkörnern, aus korrodierten Bänken bestehend	1,00
2.	Dünnplattiger kristalliner Kalkstein; die korrodierten Platten sind durch Ton-chichten voneinander getrennt	0,12
1.	Dunkler, sehr glaukonitreicher, teilweise knolliger Kalkstein mit reichlichen Orthisresten, die aber nicht bestimmbar sind	0,20
		1,56

B_I Glaukonitsand.

Die Numeration der Schichten ist dieselbe, wie in Prof. 1 und 2.

Aus diesen drei Profilen ersehen wir auch die bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen des Megalaspiskalkes, welche durch Korrosionsvorgänge innerhalb der Stufe erklärt werden können.

Die unteren Schichten des Megalaspiskalkes auf Klein-Rogö sind mehr oder weniger normal entwickelt und die kristallinen Bänke zeigen dieselben Korrosionsgruben, wie sie von Lamansky (1905) vom Wolchow bis Paldiski nachgewiesen worden sind [1]).

Auf der Abb. 12 sind an der dicken Kalkbank (Schicht 4) einige solche Korrosionsflächendurchschnitte zu erkennen. Die fingerhutartigen, mit der geschlossenen Spitze nach unten gerichteten Grübchen wurden deutlich, weil auf der Ätzfläche sich Glaukonit als Lösungsrest anreicherte, dessen dunkle Farbe auf dem hellen Kalkstein klar hervortritt. Von Fossilien kommt in diesen unteren Schichten vorwiegend *Megalaspis planilimbata* vor.

Die gesamten *Megalaspis*-Schichten von Klein-Rogö lieferten folgende Fauna:

Megalaspis limbata Boeck & Sars.
Megalaspis planilimbata Angelin.
Megalaspis hyorhina Leucht.
Ptychopyge pahleni Fr. Schmidt.
Niobe laeviceps Dalman.
Ampyx nasutus Dalman.
Orthis obtusa Pander.
Orthis parva Pander.
Orthis abscissa Pander.
Clitambonites planus Pander.
Obolus (Acritis) *antiquissimus* Eichw.
Siphonotreta unguiculata Kut.
Plectella sp.
Lingula sp.
Didymograptus ? sp.

Auf der Insel Gross-Rogö ist der *Megalaspis*-Kalk normal entwickelt. Seine Mächtigkeit schwankt stark um 1,20 m. An Fossilien fanden sich hier:

1) Kupffer beschreibt eine Korrosionsfläche im Megalaspiskalk von Pakerort, an der Grenze unserer Schichten 1 und 2 (Archiv f. Nat., Bd. V, 1870, Dorpat). Wie diese Schichten, so sind auch die sehr charakteristischen Ätzgruben auf weiten Strecken zu verfolgen.

Megalaspis limbata S. & B.
Megalaspis planilimbata Angelin.
Orthis obtusa Pander.

Auffallend ist, dass der Megalaspiskalk auf Gross-Rogö an einigen Stellen zerklüftet ist und die Spalten gangartig vom hangendem Kalksandstein ausgefüllt werden. Diese Erscheinung treffen wir auch auf Odensholm in einer sehr bemerkenswerten Form.

Auf Odensholm ist der Megalaspiskalk ebenfalls in normaler Ausbildung vertreten, indem die oberen Schichten als glaukonitarmer, grüner, dichter Mergelkalk und die unteren — als korrodierte kristalline Kalkplatten ausgebildet sind. Die Mächtigkeit des Megalaspiskalkes beträgt hier nicht über 0,60—0,70 m.

Doch der *Megalaspis*-Kalk auf Odensholm bildet nicht mehr eine einheitliche Tafel. Er ist bis zum Grunde zerklüftet und in einzelne Schollen und Platten zerlegt, von denen einige sogar ein wenig verschoben und geneigt daliegen. Die Spalten sind mit gelblichem, braunem, weissem, schwarzem, etwas kalkhaltigem Sandstein ausgefüllt, der auch das Hangende des Megalaspiskalkes bildet. Stellenweise

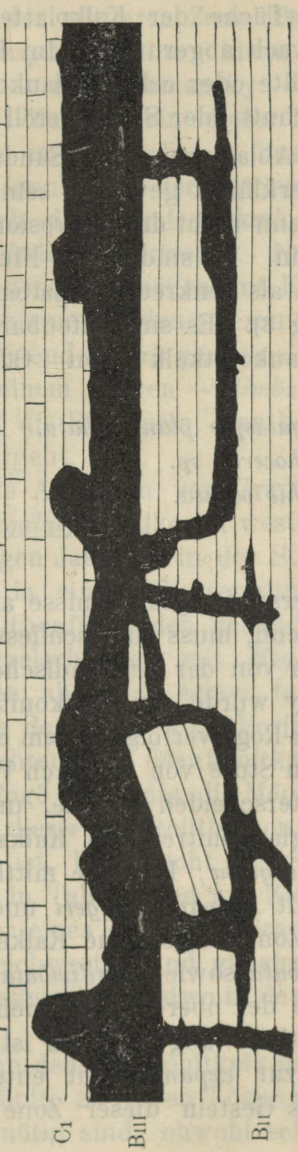


Abb. 15. Erdbebenspalten im Megalaspiskalk von Odensholm.

Abb. 15. Glaukonitkalk (B_{II}), *raniceps*-Kalksandstein (= Rogö-Sandstein, B_{III}) und Echinosphaeritenkalk (C_1) auf Odensholm. Horizontal gestrichelt: Glaukonitkalk; schwarz: *Raniceps*-Sandstein; ziegelartig gestrichelt: unterer Echinosphaeritenkalk. Die Mächtigkeit des *Megalaspis*-Kalkes zusammen mit dem Sandstein beträgt 1,0 m. Das Liegende wird vom Glaukonitsand gebildet. Photographie derselben Stelle auf Abb. 16.

ist der Kalksandstein auch in die Schichtfugen eingedrungen. Die Schollen des zerrütteten *Megalaspis*-Kalksteines schweben sozusagen im Sandstein (Abb. 13, 14, 15).

Die Oberfläche der Kalkplatten ist glatt, die Ecken der Schollen schwach abgerundet. Im Kalksandstein aber sind keinerlei abgerollte oder eckige Glaukonitkalkstücke zu finden, die als Erosionsschutt oder Strandgeröll bezeichnet werden könnten.

Vor der Ablagerung des Sandsteines muss der Glaukonitkalk schon zerklüftet gewesen sein, also auch verhärtet. Die Zerklüftung kann nicht durch Erosionsvorgänge oder Abrasion entstanden sein. Es sind nicht Kluftspalten, Diaklasen, welche ja gewöhnlich als senkrechte Spalten die Sedimente durchsetzen (siehe Anhang 3). Es sind offenbar Erdbebenspalten.

Der Glaukonitkalk von Odensholm lieferte folgende Fossilien:

Megalaspis planilimbata.
Orthoceras sp.
Orthis obtusa.

Die Untersuchungsergebnisse am Megalaspiskalk der Inseln zusammenfassend, muss man schliessen, dass diese Stufe gewisse Abweichungen von der festländischen Ausbildungsart aufweist. Von Lamansky wurde der Glaukonitkalk vom Wolchow bis Paldiski und Klein-Rogö verfolgt, indem er, bei abnehmender Mächtigkeit der ganzen Stufe von Ost nach West[1]), immer dieselben drei Zonen zu unterscheiden glaubte, und zwar: $B_{II\gamma}$ (die oberste), aus hartem glaukonitreichem Kalkstein mit *Asaphus lepidurus* und *Megalaspis gibba;* $B_{II\beta}$, die mittleren, glaukonitarmen Kalke und Mergel mit *Asaphus bröggeri* und *Megalaspis hyorhina*; $B_{II\alpha}$, die unterste Zone: kristalline Kalke mit Korrosionsflächen und *Megalaspis limbata* sowie *planilimbata.*

Bezüglich der oberen Zone meint Lamansky, dass diese im westlichen Estland abgewaschen ist, was einer Trockenlegung und Erosion zur *expansus*-Zeit entsprechen muss. In der Tat finden wir das Gestein dieser Zone noch etwas westlich von

---

1) Hier einige Mächtigkeitsdaten: Sjass: 7,2 m; Wolchow: 5,95 m; Popowka: 5,85 m; Narva: 3,5 m; Jägala-Joa: 3,1 m; Paldiski-Halbinsel: 1,7 bis 1,3 m; Klein-Rogö: 1,5 bis 0,9 m; Odensholm: 0,7 bis 0,6 m.

Tallinn (siehe Anhang 4); auf der Paldiski-Halbinsel fehlt es aber offenbar gänzlich. Doch die leitenden Trilobiten, *Asaphus lepidurus* und *Megalaspis gibba*, finden sich auf der Halbinsel in Gesellschaft von Versteinerungen der mittleren Zone (B IIβ) — also mit *Asaphus bröggeri* und *Megalaspis hyorhina*; hinzu kommt noch *Megalaspis limbata*, welche — nach Lamansky — ein Leitfossil der untersten, B IIα-Zone ist; das Gestein dieser Mischfauna ist ein glaukonitarmer Kalkstein mit Mergellagen, besonders in den oberen Teilen; es entspricht annähernd der mittleren Zone (B IIβ). In dieser Form scheint auch der Megalaspiskalk westlich von Tallinn, bei Mäeküla und Vaila, aufzutreten. Noch deutlicher wird diese Umgruppierung der Leitfossilien auf Klein-Rogö und westlicher, wo dieselbe Mischfauna in den oberen Schichten auftritt, die unteren aber vorwiegend *Megalaspis planilimbata* führen. Es könnte hier schon von einem oberen — *limbata*- und einem unteren — *planilimbata*-Kalk die Rede sein, was besonders deutlich aus dem Profil 1 hervorgeht.

Hinzu kommt noch das Auftreten von Graptolithenton als lokale Fazies der oberen *Megalaspis*-Kalke im westlichen Estland. Der Verfasser fand vor einigen Jahren [1]) in der Stadt Tallinn am Glint bei der Tartu-Strasse in einem Wasserleitungsgraben im Glaukonitkalk einen graptolithenführenden gebänderten schiefrigen Ton, welcher mit Mergelschichten mit *Megalaspis limbata* verbunden war. Der Graben aber war schon fast ganz zugedeckt, deshalb wurden diese Schichten vom Verfasser unrichtig für Vertreter tieferer Schichten des Glaukonitkalkes gehalten. Das Vorkommen auf Klein-Rogö aber gibt die Möglichkeit diesen Fehler zu korrigieren. Ob dieser Graptolithenton nun wirklich als lokale Fazies zu deuten ist, kann nicht festgestellt werden. Infolge dieses Vorkommens in Tallinn und auf Klein-Rogö ist er eher als Aus- oder Vorläufer eines grösseren Graptolithenmeeres zu betrachten, welches gleichwertig und gleichzeitig mit dem *Megalaspis*-Meere war und vielleicht irgendwo in der Nachbarschaft sich ausbreitete [2]).

Wir sehen, dass sich an den Glaukonitkalk noch eine ganze Reihe von Problemen anknüpft, zu deren Lösung noch weitere Untersuchungen im Felde nötig sind, ohwohl schon eine Reihe

1) A. Öpik, „Über die Ergebnisse neuerer Untersuchungen im estländischen Unterordovizium", Centralblatt f. Min. etc. Abt. B, № 8. 1925.

2) Untere *Didymograptus*-Schiefer und Zone mit *D. balticus* Tullberg.

von Beobachtungen sich angesammelt hat (siehe Fussnote zu Seite 47).

Es lieferte zum Beispiel ein Aufschluss der Megalaspis-Zonen westlich von Tallinn, beim Dorfe Vaila, Versteinerungen, die J. Kiær aus Oslo für echte Haifischzähne erklärte. Das sind offenbar die ältesten bekannten Fisch- und Wirbeltierreste überhaupt. Die Beschreibung dieser Zähne hat Prof. J. Kiær übernommen.

Indem wir den Abschnitt über den Glaukonitkalk hier abschliessen, werden wir im folgenden nochmals im Zusammenhang mit dem Rogö-Sandstein zu ihm zurückkehren müssen, und zwar bei der Besprechung der Grenze dieser beiden unterordovizischen Ablagerungen, sowie bei der Übersicht ihrer Ablagerungsbedingungen und bathymetrischen Verhältnisse.

XI. Der *raniceps*-Kalksandstein (Rogö-Sandstein) auf den Inseln Odensholm und Rogö und auf dem Festlande.

Der Kalksandstein im Nordwesten von Estland ist ebenfalls schon von Eichwald und Schmidt untersucht und beschrieben worden. Fr. Schmidt (1858) rechnet ihn nach dem Vorbilde älterer Forscher zum „chloritischen Kalk“ (= Glaukonitkalk). A. Kupffer[1]), dem wir überhaupt die zuverlässigsten Profilmessungen am Glint zu verdanken haben, bleibt bei der Bestimmung von Fr. Schmidt.

Fr. Schmidt (1881) gibt, auf Grund palaeontologischer Untersuchungen, dem Kalksandstein seine richtige Stellung als Vertreter des Vaginatenkalkes.

Holm (1884) gibt einige Profilmessungen von der Halbinsel Paldiski und von Klein-Rogö. Das Gestein wird als „breccienartiges“ charakterisiert.

Huene (1904), in einigen Profilskizzen von Klein-Rogö und Paldiski, bezeichnet den Kalksandstein zum erstenmal richtig als „Knollenschicht“.

Lamansky (1905) besuchte ebenfalls die Fundorte auf Paldiski und Klein-Rogö. Er parallelisiert den Kalksandstein

1) A. Kupffer, „Über die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten.“ Archiv für Naturkunde. Dorpat, 1870.

mit der $B_{III\beta}$-Zone mit *Asaphus Eichwaldi* („echter Vaginatenkalk", nach Fr. Schmidt); wie auch Schmidt, Kupffer und Holm, sieht er im Knollenkalk eine „Breccie".

Auch der Verfasser dieser Schrift hatte Gelegenheit, gegenüber dem Kalksandstein von Paldiski Stellung zu nehmen[1]), wobei auch einige Probleme aufgestellt wurden. Manche von den ausgesprochenen Vermutungen erwiesen sich als unhaltbar, über andere aber wird im folgenden versucht werden ins klare zu kommen.

Auf Odensholm ist der Kalksandstein durch einen wenig kalkigen, mannigfaltig gefärbten Sandstein vertreten (Abb. 13, 14, 15). Der Sandstein ist kreuz- und quergeschichtet und besteht aus ziemlich feinen Quarzsandkörnern. Als Farbstoff erscheinen hier Eisen und bituminöse Substanzen, daher die wechselnde Farbe: von weiss, gelblich, braun und grau bis schwarz. Stellenweise hat der Sandstein ein gebändertes Aussehen. Die oberen Teile des Sandsteines weisen eine Neigung zur Bildung von Kalkknollen auf. Der Kalksandstein liegt hier über dem zerklüfteten *Megalaspis*-Kalk, erfüllt gangartig die Spalten und dringt in die Schichtfugen ein.

Es finden sich aber im Kalksandstein von Odensholm keine abgerollten Stücke des Glaukonitkalkes oder eines anderen fremden Gesteines. Es fehlen im Sandstein von Odensholm fast spurlos die auf Rogö und östlicher so zahlreich vorkommenden Phosphoritknollen. Von Fossilien sind hier im Sandstein nur Bruchstücke von *Asaphus sp.* und *Pseudasaphus globifrons?* gefunden worden. Ausserdem kommen noch weisse Kalkklumpen vor, welche die Form von Bryozoenstöcken besitzen, aber keine Struktur erkennen lassen. Offenbar sind es diagenetisch umgewandelte Fossilien.

Die Dachfläche des Sandsteins ist wellig uneben (Abb. 15). Es ragen ins Hangende kleine Grate und Buckel hinein. Die Schichten des Echinosphaeritenkalkes folgen aber nicht diesen Unebenheiten, sondern liegen horizontal in den Senkungen und über den Erhöhungen des Untergrundes. Die tieferen Schichten

1) A. Öpik, „Über die Kalksandsteinfazies des Vaginatenkalkes auf der Halbinsel Baltischport und über ein *Acidaspis*-Pygidium aus denselben Schichten". Sitzungsberichte der N. F. G. bei der Univ. Tartu, 1925.

des Echinosphaeritenkalkes sind zwar sandig, doch befindet sich in ihnen kein Geröll des liegenden Sandsteins.

Die Aufschlüsse des Kalksandsteins auf Odensholm liegen an der nordöstlichen Küste der Insel, vom Meere fast bedeckt. Nur an einer Stelle, im Scheitel eines kleinen Sattels, erhebt sich der Sandstein fast 1 m über dem Meere. Von da stammen auch die Abb. 15, 16, 17. Auf der Karte ist dieser Fundort mit „Sattel" bezeichnet worden. Es sind eigentlich mehrere „Sättel" vorhanden, doch die Höhe der anderen ist ganz unbedeutend.

Eichwald (1841) und Sokoloff (1844) wollen die Sandsteingänge im Glaukonitkalk mit diesem Sattel in Zusammenhang bringen. Sie sind der Meinung, dass die „Hebung" den Glaukonitkalk zerklüftete, indem der noch „unverhärtete" Sandstein in die entstandenen Spalten „eingepresst" wurde; obwohl Fr. Schmidt (1858) selber den Fundort noch nicht kannte, meint er, wie auch Helmersen, dass sich hier keine Einpressung, sondern eine sedimentäre Ausfüllung der Klüfte abgespielt hat.

Es ist sicher, dass die Zerklüftung des Megalaspiskalkes nicht mit dem Sattel in Verbindung gebracht werden kann. Der Glaukonitkalk ist auch auf Gross-Rogö in ähnlicher Weise zerklüftet, doch einen Sattel kennen wir dort nicht. Ausserdem nehmen auf Odensholm an der Sattelbildung auch spätere Ablagerungen teil, indem der Echinosphaeritenkalk im Scheitel des Sattels stark zerklüftet und aufgelockert ist. Der Sattel ist also jedenfalls jünger als die Sandsteingänge im Megalaspiskalk. (Weiteres siehe Anhang 1 und 3.)

Auf der Insel Gross-Rogö sehen wir den Kalksandstein nur etwas über dem Meeresspiegel sich erheben. Er ist hier im allgemeinen ein nur wenig Kalk führender, gelblicher oder brauner, stellenweise hellgrauer Sandstein mit sehr sandigen Mergellagen. Die gelbe und braune Farbe stammt von Bitumen her. Gleichwie der Sandstein von Odensholm, zeigt er eine Neigung zur Knollenbildung. Wir finden, dass der Sandstein ebenfalls in die Spalten des Megalaspiskalkes eindringt. Doch wie auf Odensholm, so auch hier, enthält er keinerlei Geröll, von einer „Breccie" schon gar nicht zu reden. Die tieferen Schichten enthalten zerstreute schwarze Phosphoritkonkretionen. Im Gegensatz zu den fossilarmen Sandsteinschichten von Odensholm finden wir hier eine reichliche Fauna, aus welcher bestimmt werden konnten:

Asaphus raniceps Dalm.
Pseudasaphus globifrons.
Pterygometopus sclerops Eichw.
Amphion fischeri Pander.
Didymograptus sp.

Der *Didymograptus* kommt in guten Exemplaren vor. (Taf. I, Abb. 3.)

Die Oberfläche des Sandsteines gegenüber der hier schon vorhandenen oberen Linsenschicht ist ebenfalls uneben, aber nicht in dem Masse, wie es auf Odensholm der Fall ist.

Auf Klein-Rogö finden wir den Knollensandstein fast auf der ganzen Strecke des Kliffes, indem er schon aus dem Meere etwas nördlich von Lille-By zum Vorschein kommt (Abb. 9, 14). Er ist hier sehr fossilreich. Die beste Gelegenheit zum Sammeln bieten die abgestürzten Blöcke.

Über seine Zusammensetzung geben die Profile auf den Seiten 41—42 eine Vorstellung. In den Abbildungen 9, 12, 13 tritt deutlich der knollige Aufbau des Rogö-Sandsteins hervor. Ziemlich bedeutend ist der Bitumengehalt, der oft eine starke Braunfärbung des Gesteins hervorruft. Mit dem Hammer geschlagen, strömt er einen nicht unangenehmen Geruch aus, der an den von Kukersit erinnert.

Die Mächtigkeit des Rogö-Sandsteins beträgt auf Klein-Rogö 1,28 bis 1,4 m. Nach Holm und Lamansky sind die Schwankungen bedeutender (0,94 bis 1,55 m).

Wegen des knolligen Aussehens wurde der Rogö-Sandstein vielfach als Breccie oder „breccienartiger Kalksandstein" bezeichnet. Aber auch hier, wie auf Odensholm und Gross-Rogö, fehlen im Kalksandstein jegliche Bruchstücke oder Gerölle. Ein konglomeratartiges Aussehen geben ihm freilich die Phosphoritkonkretionen, die aber kein echtes Geröll darstellen, da sie gleichzeitig mit dem umgebenden Gesteine entstanden sind. Fossilien habe ich in solchen Phosphoritknollen nicht gefunden. In dieser phosphoritführenden Schicht sind stellenweise Glaukonitkörner zu finden. Ob diese nun aus dem liegenden Megalaspiskalk herstammen, oder an Ort und Stelle sich gebildet haben, ist nicht mit Sicherheit nachweisbar.

TARTU ÜLIKOOLI
RAAMATUKOGU

Im Rogö-Sandstein, auf der Insel Klein-Rogö, kommen die folgenden Fossilien vor, die besonders in der Knollenschicht über dem Phosphorithorizont zu finden sind:

Amphion fischeri Pand.
Lichas pachyrhinus var. *longerostrata* Fr. Schm.
Cheirurus ornatus Dalm.
Asaphus raniceps Dalman.
Asaphus raniceps var. (Taf. I, Abb. 4, 5).
Pterygometopus sclerops Dalman.
Pterygometopus trigonocephala Fr. S.
Megalaspis heros Dalm.
Agnostus ? sp.
Trilobites sp. (Taf. I, Abb. 6).
Lithuites sp.
Orthoceras ? sp. (ein Fund).
Orthis calligramma.
Orthis sp.
Leptaena sp.
Strophomena aequistriata Gagel.
Clitambonites ascendens Pand.
Clitambonites planus var. *alta* Pahlen.
Clitambonites n. sp. (Taf. I, Abb. 7).
Plectella sp.
Maclurea sp.
Subulites sp.
Hyolithus cf. cymbium Holm.
Megalodon unguis Eichw.
Echinoencrinites sp.
Protocrinites ? sp.
Didymograptus sp.

Hinzu kommen nach Fr. Schmidt:

Ampyx nasutus.
Remopleurides nanus.
Megalaspis gibba.

und nach Bassler:

Phyllodictya flabellaris Bassler.
Coscinium praenuntium Bassler.
Dianulites petropolitanus Dybowsky.
Orbipora solida Bassler.
Hemiphragma irrasum Ulrich.

Hemiphragma rotundatum Bassler.
Dittopora annulata Eichw.

Auf der Halbinsel Paldiski findet sich der Rogö-Sandstein in einem ununterbrochenen Aufschluss am Kliff von der Stadt Paldiski bis Pakerort und an der Ostküste der Halbinsel von Pakerort bis Leetse. Auf der Halbinsel sind zwei Ausbildungsarten des Kalksandsteins zu beobachten. An der Westküste hat er noch den Klein-Rogö-Typus beibehalten. Er ist als bituminöser Knollenkalksandstein — „Rogö-Sandstein" — ausgebildet und enthält einzelne Sandsteinschichten. Die untersten Schichten enthalten ebenfalls in grosser Menge Phosphoritkonkretionen. Ein Profil wird von A. Öpik gegeben[1]; es ist aber in diesem Profil die Bedeutung einzelner Sandzwischenlagen, welche keine stratigraphische Wichtigkeit besitzen, übertrieben.

Der Fossilinhalt des Knollenkalksandsteins (*raniceps*-, Rogö-Sandstein) an der Westküste der Halbinsel Paldiski ist nicht so reich wie auf Klein-Rogö, kann sich aber doch mit ihm messen. Der Sandstein lieferte:

Asaphus raniceps Dalm.
Amphion fischeri Pand.
Lichas pachyrhinus longerostratus F. S.
Acidaspis solis Öpik.
Pterygometopus sclerops Dalm.
Pterygometopus trigonocephala F. S.
Cheirurus ornatus Dalman.
Pseudasaphus globifrons.
Strophomena jentzschi.
Orthis calligramma.
Plectella sp.
Siphonotreta sp.
Lingula sp.
Acrotreta sp. (Taf. I, Abb. 8).
Didymograptus sp.
Clonograptus sp.
Ostracoda sp.

Die Mächtigkeit des Kalksandsteins an der Westküste der

1) Publ. of the Geol. Instit. of the Univ. of Tartu, № 4, 1926. Dieses Profil ist charakteristisch für die nächste Umgebung von Paldiski, darf aber nicht verallgemeinert werden. Für Pakerort gibt Kupffer ein Profil (1870), in dem der R.-Sandstein zum Glaukonitkalk gerechnet wird.

Halbinsel schwankt zwischen 0,75 und 1,3 m. Auch hier konnte ich nichts von einem Konglomerat oder einer Breccie finden.

Bei Leetse, an der Ostküste der Halbinsel Paldiski, ist der Rogö-Sandstein nur noch 0,4 bis 0,5 m mächtig. Er ist zwar als Knollenkalksandstein ausgebildet und führt an der Basis noch die Phosphoritkonkretionen, doch von den zahlreichen Versteinerungen ist nur wenig nachgeblieben. Es fanden sich hier:

Asaphus raniceps Dalm.
Clitambonites sp.

Weiter nach Osten finden wir den Rogö-Sandstein, aber schon ziemlich kalkreich, bei Keila-Joa und östlicher am Glint bis Türisalu, mit mehr oder weniger gleicher Mächtigkeit (0,3 bis 0,5 m). Von Versteinerungen sind wenige Splitter zu finden. Das Vorkommen erinnert sehr an das von Leetse. Südlich von Türisalu, beim Dorfe Vaila, ist es aber schon etwas anders. Die unteren Schichten erweisen sich noch als bituminöser sandiger Kalk mit Phosphorit, höher ist es aber schon ein regelrechter Kalkstein mit den Cephalopoden des Vaginatenkalkes, welche die Nähe der normalen Fazies verkünden. Die Mächtigkeit der ganzen Stufe beträgt hier 0,42 m. Ausser Cephalopoden *(Endoceras vaginatum)* ist hier noch zu finden *Pseudocrania antiquissima* und *Strophomena aequistriata.* Die untere sandige Schicht wird oben durch eine Korrosionsfläche abgegrenzt.

Auch östlich von Türisalu, bei Viti, finden wir die Cephalopodenfauna in nur wenig sandigem Kalkstein wieder.

Zum letztenmal treffen wir den Kalksandstein bei Rannamõisa und Tiskri, wo er vollständig das Aussehen des Kalksandsteins von Leetse besitzt. Die Mächtigkeit ist hier sehr gering, von 0,4—0,32 schwankend. K. Jaansoon-Orviku hat an einer Stelle nur 0,26 m gefunden.

Einige Kilometer südwestlich davon nimmt die Mächtigkeit wieder zu, und bei Mäeküla finden wir die Ablagerung in folgender Ausbildung:

Hangendes: Obere Linsenschicht und Echinosphaeritenkalk.
BIII (Vaginatenkalk):

2. Grauer harter Kalkstein mit undeutlichem muscheligem Bruch und wenigen Fossilien: 0,75 m;

1. Bituminöser sandiger Kalk mit Phosphorit: 0,12 m.

Liegendes: Glaukonitkalk.

In diesem Profil von Mäeküla ist noch deutlich die Nähe der Sandfazies zu spüren.

Bei Tallinn und östlicher ist nichts mehr vom Sandstein vorhanden. Die untersten BIII-Schichten bestehen in dieser Gegend aus einem Phosphoritkonglomerat, zu welchem 5 km östlich von Tallinn die ersten „Linsen[1])" hinzukommen. In ähnlicher Weise ist die Stufe auf der Halbinsel Viimsi bei Lubja, und bei Iru vertreten.

Bei Saha, ca 18 km östlich von Tallinn, wurde Vaginatenkalk erbohrt, mit einem zum Teil bituminösen Kalkstein als Zwischenlage. (Siehe Anhang 4.)

Bei Ülgase, ca 25 km östlich von Tallinn, ist der Vaginatenkalk vollständig normal vertreten; seine Basis bildet die oolithische Linsenschicht, welche die korrodierte Oberfläche des Glaukonitkalkes überdeckt (Taf. I, Abb. 9); weiter gegen Osten nimmt der Vaginatenkalk an Mächtigkeit fortwährend zu.

Wir müssen noch über folgende Fragen möglichst ins Klare kommen:

1) Über die geographische Verbreitung des Kalksandsteins.
2) Über die stratigraphische Stellung desselben.
3) Die Lücken im Liegenden und im Hangenden.
4) Die Sedimentationsbedingungen und die bathymetrischen Verhältnisse.

Antwort auf die erste Frage, über die geographische Verbreitung des Kalksandsteins, gibt die Karte 1, wo auf Grund der untersuchten Fundorte in der Gegend von Vaila, Viti, Rannamõisa und Mäeküla eine problematische Südgrenze der Fazies gegeben wird.

Die westliche Verbreitung der Fazies ist nicht auf Odensholm allein beschränkt. Im Sommer 1926 fand der Verfasser im Norden der Insel Hiiumaa (Dagö) reichliche Geschiebe, die aus ähnlichem Sandstein, wie auf Rogö, bestanden. Von Fossilien führten sie

1) Oolithe.

Pseudasaphus globifrons
Euomphalus qualteriatus,

welche für den Vaginatenkalk charakteristisch sind. Offenbar muss der Sandstein am Meeresboden nördlich von Hiiumaa anstehen.

Um über die stratigraphische Stellung des Sandsteins ins klare zu kommen, betrachten wir die Fauna näher. Der grösste Teil der Fossilien kann sowohl der unteren Linsenschicht ($B_{III\beta}$) als auch dem echten Vaginatenkalk ($B_{III\gamma}$) gleichzeitig angehören. Im Rogö-Sandstein ist aber *Asaphus raniceps* häufig; er kann als sicheres Leitfossil der Linsenschicht ($B_{III\beta}$) angesehen werden. Ausserdem wird die Grundform im Rogö-Sandstein von einer Varietät, entweder *acuminatus* oder *lamanskyi*, begleitet, welche beide als Leitfossilien der tieferen, hier nicht vorhandenen *expansus*-Zone ($B_{III\alpha}$) anerkannt sind. Neben diesen Trilobiten kommt aber auch *Pseudasaphus globifrons* vor, welcher für die tieferen Schichten der höchsten Zone des Vaginatenkalkes — $B_{III\gamma}$ — charakteristisch ist. Der leitende Trilobit dieser $B_{III\gamma}$-Zone, *Asaphus eichwaldi*, ist im Rogö-Sandstein noch nicht gefunden worden. Aus diesen Überlegungen folgt, dass der Rogö-Sandstein der unteren Linsenschicht am nächsten steht und wie diese, nach dem leitenden Trilobiten der *raniceps*-Zone, $B_{III\beta}$ angehört. Dieses wird auch petrographisch bestätigt, indem die Phosphoritknollenschicht des *Raniceps*-Sandsteins in der unteren Linsenschicht wiedergefunden wird. Da im Rogö-Sandstein auch ein Trilobit der jüngeren Zone, *Pseudasaphus globifrons*, vorkommt, und da wir bei Vaila das Auftreten von regelrechtem Cephalopodenkalkstein beobachten, so muss angenommen werden, dass der Rogö-Sandstein auch den älteren Teil der jüngeren, $B_{III\gamma}$-Zone vertritt. Sicherlich vertritt er aber nicht die ganze Vaginaten-, oder $B_{III\gamma}$-, oder *eichwaldi*-Zone, weil die Grenze des Sandsteins gegen den Echinosphaeritenkalk uneben ist und auf eine Lücke zur *eichwaldi*-Zeit hindeutet [1]).

Als wichtiges Leitfossil ist der *Didymograptus* des Rogö-Sandsteins zu betrachten, weil ich diesen auch bei Tallinn am Marienberge in den tiefsten Schichten des Vaginatenkalkes, gleich

1) Aber auch einige Fossilien der *expansus*-Zone sind im Rogö-Sandstein zu finden, wie *Megalaspis gibba*, *Cheirurus ornatus* u. a. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass der untere Teil des Rogö-Kalksandsteins auch die oberen Schichten der *expansus*-Zone vertritt.

über dem Phosphoritenkalk, zusammen mit *Asaphus raniceps*, wiederfand. Auch dieses bestätigt unsere Annahme über das wahre Alter des Rogö-Sandsteins.

Die oberen Schichten des Vaginatenkalkes bei Tallinn sind durch *Illaenus revaliensis*, *Pseudasaphus globifrons* und *Diplograptus sp.* zu charakterisieren, zu denen östlich *A. eichwaldi* hinzukommt.

Lamansky war der entgegengesetzten Meinung, indem er den Rogö-Sandstein als $B_{III\gamma}$ bezeichnet. Seine Begründung lautet kurz so: Die tiefste Zone des Vaginatenkalkes, die *expansus*-($B_{III\alpha}$-) Schichten, verlieren von Ost gegen West an Mächtigkeit und keilen in der Gegend von Popowka aus, um erst in Skandinavien wieder aufzutreten; die folgende $B_{III\beta}$-Zone mit *Asaphus raniceps* keilt aus in der Umgebung von Tallinn, folglich kann sie westlicher nicht mehr aufreten. Also kann auch der Rogö-Sandstein nicht mehr $B_{III\beta}$, sondern muss nur $B_{III\gamma}$ sein. Der *Asaphus raniceps* von Rogö ist demnach nicht mehr der typische *raniceps*, sondern eine jüngere Mutation der Grundart. Lamansky (1905, S. 62—63) äussert sich über den *Asaphus raniceps* von Rogö in folgender Weise (aus dem Russischen vom Verf. übersetzt): „Schmidt weist auf einen Fund von *Asaphus raniceps* im Kalksandstein von Rogö hin. Es ist offenbar nicht derselbe *Asaphus raniceps*, sondern sein Nachkömmling oder ein dem Alter nach folgendes Glied derselben Gruppe."

Schmidt aber hielt sein Exemplar, im Gegenteil, für eine ältere Varietät („Revision", Abt. V, Lief. I), und das von mir gefundene Material enthält neben einer älteren Varietät den echten *A. raniceps*. Wir wollen nun das Alter der Ablagerung nach der Fauna bestimmen, nicht aber neue Mutationen auf Grund unsicherer stratigraphischer Voraussetzungen annehmen.

Die Stellung des Rogö-Sandsteines gegenüber den Zonen der normalen Fazies kann somit in folgender Tabelle zusammengefasst werden:

Echinosphaeritenkalk

Eichwaldi-Zone $B_{III\gamma}$	Hiatus
Raniceps-Zone $B_{III\beta}$	Rogö-Sandstein
Expansus-Zone $B_{III\alpha}$	Hiatus

Megalaspiskalk

Wenden wir uns jetzt den Lücken im Liegenden und Hangenden des Rogö-Sandsteins zu. Zwischen dem *raniceps*-Kalksandstein und dem Megalaspiskalk fehlt eine ganze Zone, nämlich der *expansus*-Kalk, welcher am Wolchow 3 m mächtig ist. Während sich also der Expansuskalk am Wolchow ablagerte, erhartete der Glaukonitkalk, und seine oberen Schichten ($B_{II\gamma}$) wurden zum Teil aufgelöst. Für eine Auflösung, Korrosion, und nicht eine Erosion (nach Lamansky), spricht die deutliche Ätzgrenze des Megalaspiskalkes gegen die untere Linsenschicht östlich von Tallinn (Taf. I, Abb. 9). Auch westlicher, bei Paldiski und auf Rogö, ist die Oberfläche des Megalaspiskalkes korrodiert.

Die Abwesenheit von Glaukonitgeröll im Hangenden spricht ebenfalls gegen eine Trockenlegung und Erosion. Die Zerklüftung des Glaukonitkalkes auf Odensholm kann gleichfalls nicht durch Erosion erklärt werden. Ihre Entstehung muss auf tektonische oder, noch wahrscheinlicher, s e i s m i s c h e Vorgänge während der *expansus*- oder *raniceps*-Zeit zurückgeführt werden.

Den Unebenheiten der Dachfläche des Kalksandsteins auf Odensholm könnte eine Trockenlegung zugrunde liegen; doch östlicher, ausserhalb des Sandsteingebiets, finden wir wieder eine sehr scharfe Ätzfläche. Die Trockenlegung kann also nicht dauernd gewesen sein, war auf das westliche Gebiet beschränkt und ist überhaupt zweifelhaft. Diese Lücke könnte den oberen Schichten der *eichwaldi*-Zone entsprechen.

Es bleibt uns noch übrig, die Sedimentationsbedingungen und die Tiefenverhältnisse im *Raniceps*-Meere festzustellen.

Die Zusammensetzung der Sedimente und der Charakter der Lebewelt weisen auf die Nähe des Festlandes hin. Wir können voraussetzen, dass das Festland desto näher war, je mehr Sand im Sediment vorhanden ist; mit dem Abnehmen des Sandgehaltes werden die Sedimente pelagischer, was von Westen nach Osten der Fall ist. So findet (1870) Kupffer im Kalksandstein von Pakerort 46,85 bis 53,54 % Rückstand, der aus terrigenem Quarzsand besteht. Bei Ontika in Ost-Estland enthält der Vaginatenkalk, ebenfalls nach Kupffer, nur noch 4,89 bis 7,32 % Quarzsand.

Charakteristisch ist auch die Verteilung der Fauna. Die Zahl der einzelnen Arten nimmt von Ost gegen West ab. Besonders trifft dies bezüglich der Trilobiten zu [1]), von denen am Wolchow

1) Fr. Schmidt, „Revision", Übersichtstabelle, 1907. — A. Ö., „Über die Kalksandsteinfazies etc." Tartu, 1925.

41 Arten, auf Rogö und Pakerort nur noch 10 vorhanden sind. Auch dieses ist ein Merkmal der Festlandsnähe, welche den Salzgehalt herabdrückt und die Hochseebewohner vertreibt. Von den nachgebliebenen Arten sind einige dagegen in grosser Individuenzahl vertreten.

Besonders auffallend ist das Fehlen der Cephalopoden im Rogö-Sandstein. Das einzige von mir gefundene Exemplar konnte nach dem Tode des Tieres hingekommen sein, was ja möglich ist, wenn die Luftkammern unverletzt sind. Dieses Fehlen der Cephalopoden kann durch ihre pelagische Lebensweise erklärt werden. Auch die Illaenen fehlen gänzlich.

Als echte Strandablagerung ist aber der Rogö-Sandstein nirgends ertwickelt. Der flachste von den bekannten Fundorten lag auf Odensholm, wo der fossilleere kreuz- und quergeschichtete Sandstein von den Wellen vielfach umgewühlt wurde. Dort kann eine Untiefe gewesen sein. Das Festland lag vielleicht nahe im Norden, denn gegen Westen setzt sich der Sandstein bis Hiiumaa (Dagö) fort und ist dort fossilführend.

Wenn auf Odensholm die litorale Zone des Rogö-Sandsteins zu suchen ist, so hat sich auf den Inseln Rogö und auf der Paldiski-Halbinsel der Kalksandstein in ruhigerem Wasser abgesetzt. Von Kreuzschichtung sehen wir nichts mehr; die Fossilien sind erhalten und die Bruchstücke sind nicht abgerieben. Auch an der Einbettungsart der Versteinerungen kann keine Mitwirkung der Wellenbewegung erkannt werden. Somit befinden wir uns hier in einer sublitoralen cephalopodenfreien Zone des Vaginatenmeeres, welche unter anderem auch von Graptolithen bewohnt war.

Weiter gegen Osten aber wird die Stufe sandärmer und kalkreicher. Die Mächtigkeit verringert sich, weil das festländische Material nicht mehr soweit getragen werden konnte. Dieses beobachten wir auf der Strecke von Leetse bis Mäeküla, wo auch ab und zu die Cephalopoden aufzutreten beginnen. Dieses Gebiet können wir als einen Übergang zur pelagischen Fazies deuten. Aber erst östlich von Iru, ungefähr 60 km östlich von Paldiski, erhält der Vaginatenkalk seine normale Ausbildung, die weiter gegen Osten auf einer Strecke von Hunderten von Kilometern fast unverändert bleibt.

Wir verfolgten äusserst schematisch und kurz die Faziesänderung der BIII-Stufe in horizontaler Richtung.

Wenn wir in dieser Hinsicht den Megalaspiskalk, den Vaginatenkalk und den Echinosphaeritenkalk miteinander vergleichen, sehen wir unter ihnen ebenfalls gewisse Tiefen- und Faziesunterschiede.

Der Megalaspiskalk ist durchweg pelagisch, wofür die bemerkenswerte Gleichartigkeit des Sedimentes vom Wolchow bis Rogö und in Skandinavien Zeugnis ablegt. Über die Verhältnisse der *expansus*-Zone ist weniger zu sagen, jedenfalls ist uns eine grössere Trockenlegung zu dieser Zeit schwer denkbar, da das Auskeilen dieser Zone durch Korrosion bedingt sein kann. Zur *expansus*- und Vaginatenzeit finden wir nämlich eine Verflachung im Westen, begleitet von Krustenbewegungen, die den Glaukonitkalk zerklüfteten. Mit dem tiefsten mittelordovizischen Echinosphaeritenkalk tritt wieder der pelagische Charakter der Sedimente ziemlich scharf hervor, um dann das ganze Ordovizium hindurch das ostbaltische Becken zu beherrschen.

Wie verhält sich aber nun der Rogö-Sandstein seinen skandinavischen Äquivalenten gegenüber? In der Mitteilung „Über die Kalksandsteinfazies des Vaginatenkalkes auf der Halbinsel Baltischport u. s. w." [1]) vermutet der Verfasser, dass der Rogö-Sandstein im Westen nicht vom Festlande begrenzt wird, sondern dass er ein Übergangsglied zu den skandinavischen Ablagerungen darstellt. Das Vorkommen von Graptolithen kann auf die Nähe des Graptolithenschiefers hinweisen, und das um so mehr, als auch der liegende Megalaspiskalk lokal als solcher ausgebildet ist. Auf die Nähe eines kalkarmen Sedimentationsraumes, wie es ja der Graptolithenschiefer ist, deutet ebenfalls die Mächtigkeitsabnahme der B-Stufen gegen Westen hin, wobei die fehlenden Schichten und sogar Zonen nur durch Ätzflächen (Korrosionsfächen) vertreten sind. Ein Teil des Kalkes muss also von Zeit zu Zeit in Lösung gegangen sein.

Als sicherer Vertreter des Rogö-Sandsteins in Skandinavien müssen die *Strophomena jentzschi*-Schichten betrachtet werden. *Strophomena jentzschi* kommt in Estland vor bei Tallinn und westlich davon im phosphoritführenden Kalkstein, der in

---

1) „Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft", Dorpat, Band XXII; Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, № 4, 1926.

einer Mächtigkeit von einigen bis 10 cm die untere Linsenschicht, also auch den Rogö-Sandstein, ersetzt, und im Rogö-Sandstein selbst. Andersson[1]), der das anstehende Gestein von Öland mit den *jentzschi*-Geschieben vergleicht, bestimmt das Alter des ersteren als „unterer Asaphuskalk". Alle *jentzschi*-Geschiebe bestehen aus sandigem Kalkstein mit Phosphoritknollen, und Andersson spricht deshalb von einer litoralen Fazies des Asaphuskalkes. Die Identität unseres Rogö-Sandsteins mit dem *jentzschi*-Geschiebe ist daher nicht zu bezweifeln.

Der anstehende Asaphuskalk von Öland gehört aber nicht (nach Andersson) der litoralen, sondern einer tieferen Fazies an. Die sandigen phosphoritführenden Geschiebe mit *Strophomena jentzschi* stammen aus dem mittelbaltischen Silurgebiet, vom Meeresboden im Nordwesten von Gotland und Gotska Sandön.

Andersson nimmt in seiner Arbeit eine Erosionslücke zwischen dem Glaukonitkalk und dem Rogö-Sandstein an und gründet seine Meinung auf die Untersuchungen Kupffers (1870) und Holms (1884) („breccienartiger Kalksandstein"). Wenn man in diesem Fall auch nicht mit Andersson einer Meinung sein kann, so sind seine Hinweise bezüglich der möglichen Erosionsdiskordanz zwischen dem *jentzschi*-Kalk und dem Kambrium im mittelbaltischen Gebiete von äusserster Wichtigkeit (And. 1896, Seite 213).

Den Angaben Anderssons entsprechend kann das eigentliche Verbreitungsgebiet des litoralen Rogö-Sandsteins von Paldiski bis zum Mittelbaltikum, also bis westlich von Gotland und Gotska-Sandön, angenommen werden.

Auf eine eingehendere Vergleichung des ostbaltischen Unter-Ordoviziums mit dem skandinavischen muss vorläufig verzichtet werden, denn auf Grund der Forschungen von Schmidt ist eine Reihe solcher Vergleichungen schon erschienen, und zwar von Lamansky, Holm, Bekker, Raymond, Tammekann u. a. Sobald das neue Tatsachenmaterial in bearbeitetem Zustande vorliegt, wird auch die Zeit für eine allgemeine paläogeographische und stratigraphische Zusammenfassung gekommen sein.

1) Joh. Gunnar Andersson. „Über cambrische und silurische, phosphoritführende Gesteine aus Schweden". Upsala, 1896.

XII. Über einige Versteinerungen von Odensholm und Rogö.

(Tafel I).

Die Versteinerungen aus dem Ordovizium der Inseln sind durch die Untersuchungen Eichwalds, Panders, Schmidts u. a. ziemlich gut bekannt, so dass nur wenig Neues in dieser Hinsicht vorzulegen ist. Besonders gut sind die Trilobiten erforscht worden.

Graptolithen.

Taf. I, Abb. 1, 2, 3.

Graptolithen kommen auf den Inseln Rogö im Glaukonitkalk und im Rogö-Sandstein vor. Ihr Vorkommen ist schon beschrieben, so dass nur noch einiges über die Versteinerungen selbst mitzuteilen ist.

Unter den Graptolithen aus dem Megalaspiskalk von Rogö und Tallinn lassen sich zwei Arten unterscheiden, die beide offenbar zu *Didymograptus* gehören. Es fehlen aber die proximalen Teile, so dass eine sichere und nähere Bestimmung nicht möglich ist. Die eine Art besteht aus ziemlich breiten und über 5 cm langen Zweigen, von denen einer auf T. I Fig. 1 dargestellt ist. Wie reichlich sie vorkommen können, zeigt die Fig. 2 derselben Tafel.

Die andere Art des Megalaspiskalkes ist dünner, die Theken sind relativ länger und die Zweige, welche sich bei kleineren Stücken finden, sind etwas gebogen, wobei die Theken immer auf der konvexen Seite liegen.

Dieses Graptolithenvorkommen besitzt annähernd das Alter der skandinavischen *Didymograptus balticus*-Zone, doch das Material ist noch zu ungenügend, um sichere Schlüsse zu ziehen.

Taf. I Fig. 3 stellt ein ganzes Exemplar von *Didymograptus* aus dem *raniceps*-Sandstein von Gross-Rogö dar. Die Art hat keine Beziehungen zu denen des Glaukonitkalkes. Sie kommt auch westlich von Tallinn, im tiefsten Vaginatenkalk, vor.

Asaphus raniceps Dalm.

Taf. I, Abb. 4, 5.

Die Art selbst ist sehr ausführlich von Fr. Schmidt in der „Revision“ beschrieben worden, so dass wir auf sie nicht

weiter eingehen werden. Die hier abgebildeten zwei Pygidien gehören einer Varietät an, deren Unterschied von der Grundform im etwas längeren Pygidium und dessen gegliederter Rhachis besteht. Sie scheinen der *Var. acuminata* am nächsten zu stehen. Beide Pygidien stammen von Klein-Rogö.

Trilobites sp.

Taf. I, Abb. 6.

Ein sonderbares Pygidium aus dem Kalksandstein von Klein-Rogö, das, trotzdem es gut erhalten ist, sich nirgends unterbringen lässt. Es ist vielleicht ein Cheiruride gewesen.

Clitambonites sp.

Taf. I, Abb. 7.

Das Innere einer Brachialklappe aus dem Rogö-Sandstein von Klein-Rogö. Sie gehört vielleicht der Art *concavus* an.

Acrotreta sp.

Taf. I, Abb. 8.

Eine nicht nähere bestimmbare konische Brachiopodenschale wurde von Mag. Heinrichson gefunden. Die angegebene generische Stellung ist nur provisorisch.

Anhang.

1. Der Sattel von Odensholm.

Es wurde vorher vielfach das Vorhandensein eines kleinen Sattels im Nordosten von Odensholm erwähnt. Der Sattel ist eigentlich sehr klein, vielleicht 100—150 m lang und nicht über 3 m hoch. Er ist sicherlich jünger als das Ordovizium der Insel und kann vielleicht zur Eiszeit durch die NW-SE-liche Eisbewegung entstanden sein, indem sein Streichen annähernd SW—NO verläuft.

2. Die Kluftspalten (Diaklasen) der Inseln.

Im Norden von Odensholm haben die Kluftspalten zwei Richtungen, 80° und ca. 360°. Die 80°-gen Diaklasen sind zum grössten Teil mit Kalzit und Schwefelkies angefüllt, welche in den Hohlräumen dieser Gänge auskristallisiert sind. Die 360°-gen Diaklasen dagegen sind als klaffende Spalten vorhanden, müssen deshalb jünger sein, als die 80°-gen. Der Altersunterschied kommt auch da zum Vorschein, wo eine mit Kalzit ausgefüllte Spalte von einer jüngeren, leeren durchschnitten wird.

Auf Klein-Rogö haben, nach Messungen von K. Jaansoon-Orviku, die Kluftspalten die Richtungen 305° und 85°. Über das relative Alter dieser Klüfte sind keine Daten vorhanden.

Abb. 13 zeigt eine Kluftspalte von Klein-Rogö.

3. Die Erdbebenspalten im Megalaspiskalk von Odensholm.

(Abb. 15, 16, 17, 18.)

Die Zerklüftung des Glaukonitkalkes auf Odensholm (Abb. 15, 16, 17) entstand, wie gesagt, vor oder während der Ablagerung des Rogö-Sandsteins. Sie kann zur Zeit der Ablagerung erfolgt sein, weil der Kalksandstein unverfestigt war und sozusagen in die Spalten hineinfliessen konnte. Die Wände der Spalten aber und die Bruchecken sind durch die lösende Wirkung des Wassers abgerundet, und dieses könnte ein Beweis

für die Entstehung der Spalten vor dem Absatze des Rogö-Sandsteins sein. Doch auch nachträglich ist diese Abrundung denkbar, indem in den Sandsteingängen zirkulierendes Wasser diese Wirkung ausüben konnte. Aber dieses ist unwahrscheinlich, denn der Sandstein dringt sehr innig in die Spalten und klaffenden Fugen des Megalaspiskalkes hinein und bildet keine Hohlräume. Somit ist es wahrscheinlicher, dass die Zerrüttung des Glaukonitkalkes auf Odensholm vor der Bildung des Rogö-Sandsteines, also zur *expansus*-Zeit, geschah.

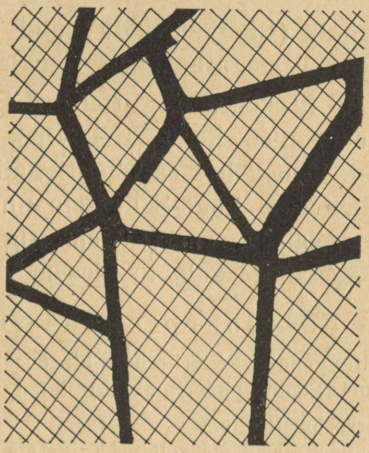


Abb. 18. Der Megalaspiskalk mit Sandsteingängen am Strande von Odensholm, von oben gesehen. Schwarz: Rogö-Sandsteingänge, als Härtlinge stehen geblieben. Gestrichelt: horizontal, in situ, liegende polygonale Megalaspiskalkstein-Schollen. Die hangenden Schichten sind von der Brandung abgeräumt und zerstört.

Welche Kräfte aber haben diese Zerklüftung hervorgerufen? Ein Erosionsvorgang war es nicht, auch mit Karstbildungen kann die Erscheinung nicht in Zusammenhang gebracht werden, denn die Schollen liegen alle *in situ* und sind sehr wenig von der ursprünglichen parallelen Lage der Schichten verschoben.

Als Ergänzung dient hier die obige Abbildung (18): der Glaukonitkalk nämlich ist an mehreren Stellen durch die gegenwärtige Brandung vom Hangenden freigelegt worden. Die Sandsteingänge sind dabei als Härtlinge erhalten und heben sich über die *Megalaspis*-Kalkplatten etwas empor. Die vom Sandstein gangartig ausgefüllten Spalten zerlegen

den Megalaspiskalk in polygonale Schollen, deren Oberfläche eine Grösse von Bruchteilen eines Quadratmeters bis zu zehn Quadratmetern erreichen kann.

Die einzige mögliche Erklärung einer solchen Zerrüttung scheint die Annahme eines unterordovizischen Erdbebens zu sein. Und weil nach diesem Erdbeben das terrigene Sediment der Rogö-Sandsteine folgte, so könnte man das Erdbeben mit einer Hebung des Meeresbodens in Zusammenhang bringen, welche das Festland schuf, von wo der Sand des Rogö-Sandsteins herangekommen ist.

4. Der Megalaspiskalk (Glaukonitkalk) und der Vaginatenkalk in der Diamantbohrung von Saha.

Weil dieses Profil keine unmittelbare Beziehung zur Geologie der Inseln oder des Rogö-Sandsteins besitzt, wurde es im Text ausgelassen. Doch hat es Wichtigkeit als Beispiel eines Überganges zwischen dem Rogö-Sandstein und der pelagischen Fazies des Vaginatenkalkes, und gleichzeitig gibt es eine Vorstellung von dem Megalaspiskalk in diesem Gebiete.

Ein Teil des Bohrprofiles von Saha.

	C_1a, b	Hangendes: Aseri-(obere Linsenschicht) und Tallinna-(Echinosphaeritenkalk)-Stufen	
Vaginatenkalk	$B_{III}\gamma$ 1,06 m	10. Korrosionsfläche Grauer, etwas mergeliger Kalkstein	0, 2 m
		9. Korrosionsfläche (sehr deutlich) Grauer kristalliner Kalkstein mit Cephalopoden. In den tieferen Lagen ziemlich reichlich sehr kleine Glaukonitkörner	0,86 m
	$B_{III}\beta$ 0,41 m	8. Korrosionsfläche Etwas bituminöser bräunlicher Kalkstein, etwas sandführend; enthält zerstreute kleine schwarze Phosphoritknollen	0,31 m
		7. Ebene Fläche mit scharfen Korrosionsgruben Untere Linsenschicht. Mergeliger Kalkstein mit braunen schlierenartig eingesprengten Oolithen [1]. Drei oder vier Korrosionsflächen durchsetzen die Schicht	0,10 m
	$B_{II}\gamma$ 0,10 m	6. Scharfe, stark unebene Korrosionsfläche, ähnlich wie Taf. I Abb. 9 Grauer Kalkstein mit sehr zahlreichen Glaukonitkörnern	0,10 m

1) Vergleiche Taf. I, Fig. 9.

Megalasiskalk	$B II\beta$ 2,06 m	5. Gräulichgrüne kristalline und mergelige Kalksteine mit regelmässigen Mergellagen. Die Schichten sind glaukonitarm	1,39 m
		4. Deutliche Korrosionsfläche Kristalliner gräulichgrüner lichter Kalkstein mit zerstreuten groben Glaukonitkörnern	0,67 m
	$B II\alpha$ 0,63 *m*	3. Scharfe Grenze (Korrosionsfläche ?). Harter kristalliner Kalkstein mit zerstreuten groben Glaukonitkörnern. Der Kalkstein ist buntfleckig, die Farben sind grün, gelb, grau und blassrot	0,37 m
	$B I\beta$??	2. Sehr scharfe Korrosionsfläche [1]). Dunkelgrüner Glaukonitkalkstein (fast ausschliesslich Glaukonit), mit von grünem und grauem Ton erfüllten Kriechgängen (?). Der Kalkstein ist mit *Orthis*-Schalen durchsetzt, die aber nicht auszuschlagen und zu bestimmen sind	0,26 m
	B I 0,60 m	1. Scharfe Grenze. Liegendes: Glaukonitsand	0,60 m

Dieses Profil stammt aus einer Diamantbohrung, welche vom Bergamt zur Erforschung des Obolenphosphorites ausgeführt wurde.

Die Zonendeutung ist auf Grund der Beobachtungen am Glint gemacht worden, indem der Fossilinhalt derselben Gesteine am Glint massgebend war. Zum Teil aber wurden als Kriterium die petrographischen Eigenschaften benutzt, wie sie von Lamansky für die einzelnen Zonen charakterisiert worden sind.

Die Schicht 2, im Grunde des Glaukonitkalkes, kommt in Estland von Rogö bis Narva durchgehend vor, und fast überall enthält sie die unerreichbaren *Orthis*-Arten. Lamansky (1905, p. 52), der diese (?) Schicht auch am Wolchow usw. gefunden hat, rechnet sie zu $B II\alpha$, nicht aber zu B I. Überall wird sie gegen das Hangende durch eine scharfe Korrosionsfläche abgegrenzt.

Die Schicht 3 lässt sich gut mit Hilfe der Beschreibung von Lamansky identifizieren, wobei das buntfleckige Aussehen besonders charakteristisch ist.

Auch die Schichten 4 und 5 stimmen mit der Beschreibung von Lamansky im allgemeinen überein. Die Schicht 4 könnte aber auch zur Zone $B II\alpha$ gerechnet werden.

Die Schicht 5 mit den fast glaukonitfreien Kalksteinen

1) Diese Fläche wird in der Fussnote der Seite 44 erwähnt, die Gruben von Pakerort und Jamburg sind von Kupffer und Lamansky abgebildet.

und Mergeln ist sehr charakteristisch. Am Glint führt sie eine reichliche Fauna mit Megalaspis *hyorrhina*, M. *gibba* (im Westen) usw.

Die Zone $B_{II\gamma}$ ist nur durch eine 0,1 m mächtige Schicht vertreten. Sie ist sehr gut erkennbar, und am Glint führt sie *Asaphus lepidurus*, *Illaenus ladogensis*, *Cyrtometopus clavifrons* u. a. leitende Formen. Zwischen den Schichten 6 und 7 liegt eine Lücke, der fehlenden *expansus*-Zone entsprechend.

Von den B_{III}-Schichten ist 8 zu erwähnen, welche eine Ähnlichkeit mit dem Rogö-Sandstein aufweist. Dieser Schicht am ähnlichsten ist der Vaginatenkalk von Mäeküla.

Schicht 9 fehlt sicherlich auf Rogö und im Westen bis Mäeküla überhaupt. Sehr charakteristisch ist das reichliche Auftreten von Glaukonit. Das Gestein ist vollständig identisch mit den *Asaphus eichwaldi*-Kalksteinen bei Ülgase und Joa (Jägala-Joa), wo es am Wasserfall unterhalb der oberen Linsenschicht ansteht.

Im Bohrprofil sind auch die Korrosionsflächen eingetragen, in der Voraussetzung, dass jede von diesen einer Lücke oder wenigstens einer aufgelösten Schicht oder einem Teil einer solchen entspricht. Diesen Korrosionsflächen muss die Abnahme der Mächtigkeit der Schichten von Ost gegen West zugeschrieben werden.

Andersson lenkt in der vorher erwähnten Arbeit über die phosphoritführenden Gesteine zum erstenmal die Aufmerksamkeit auf die Korrosionerscheinungen, als einen Lösungsvorgang am Meeresboden, hin. Es wird von ihm eine Reihe von Problemen aufgestellt, welche aber teilweise noch ihrer Lösung harren. Von ausserordentlichem Interesse für unsere Frage ist die Beschreibung der Korrosionserscheinungen im Megalaspiskalk Schwedens, für welche auch eine schöne Abbildung gegeben wird (Fig. 4, Seite 186). Auch die *Megalaspis*-Gesteine sind, nach der Beschreibung von Andersson einerseits und Lamansky anderseits, im Ostbaltikum wie in Skandinavien einander sehr ähnlich.

Es ist fast ganz sicher, dass, mit der Einführung dieser Ätzflächen in die vergleichende Stratigraphie einige Trans- und Regressionen, welche beispielweise im ostbaltischen Ordovizium angenommen wurden, unnötig werden. Vielleicht werden einst die chemischen und petrographischen Untersuchungen der Ätz-

flächen zum Teil die Bedeutung der Leitfossilien erreichen, denn es fand auf ihnen nicht nur eine Auflösung von $CaCO_3$ statt, sondern es wurden auch weniger lösliche Substanzen, wie Kalk- und Eisenphosphat, abgesetzt. Ebenfalls von Wichtigkeit ist der „Lösungsrückstand", welcher im Glaukonitkalk offenbar aus Glaukonit besteht. Seine quantitative Bestimmung auf den Ätzflächen kann gleichzeitig als Mass des aufgelösten Kalkes dienen, unter der Voraussetzung, dass sein Gehalt im hangenden und liegenden Kalkstein bekannt ist.

Erklärung zur Tafel I.

1,2. *Didymograptus? sp.* Graptolithenmergel und -ton im Megalaspiskalk, Tallinn. × 2.
3. *Didymograptus sp.* Rogö-Sandstein, Gross-Rogö. × 2.
4,5. *Asaphus raniceps* D a l m. *var.* Rogö-Sandstein, Klein-Rogö. 1 : 1.
6. *Trilobites sp.* Pygidium. Rogö-Sandstein, Klein-Rogö. 1 : 1.
7. *Clitambonites sp.* Rogö-Sandstein, Klein-Rogö. 1 : 1.
8. *Acrotreta sp.* Rogö-Sandstein, Paldiski. 1 : 1. (Sammlung Heinrichson).
9. Untere Linsenschicht (oben) und Megalaspiskalk (BIIIγ) (unten), Ülgase. 1 : 1.

Erklärung der Karten.

K a r t e 1. Übersichtskarte von NW-Estland, mit dem Verbreitungsgebiet der litoralen und sublitoralen Fazies des Vaginatenkalkes. (Anstatt „litoral" ist „litoral und sublitoral" zu lesen). Als Rogö-Sandstein ist das Gebiet von Rogö und Paldiski bezeichnet, welches die Gegend der stärksten Entwickelung dieser Ablagerung (des Rogö-Sandsteins im engeren Sinne) ist.

K a r t e 2. Die Landschaftsformen von Odensholm. Die schwarzen Linien stellen nur die Richtung und die Lage der Strandwälle sowie die wichtigsten unter diesen dar. So besteht der Wall zwischen der Schule und dem Leuchtturm aus einem System mehrerer paralleler Wälle.

K a r t e 3. Geologische Karte der Inseln.

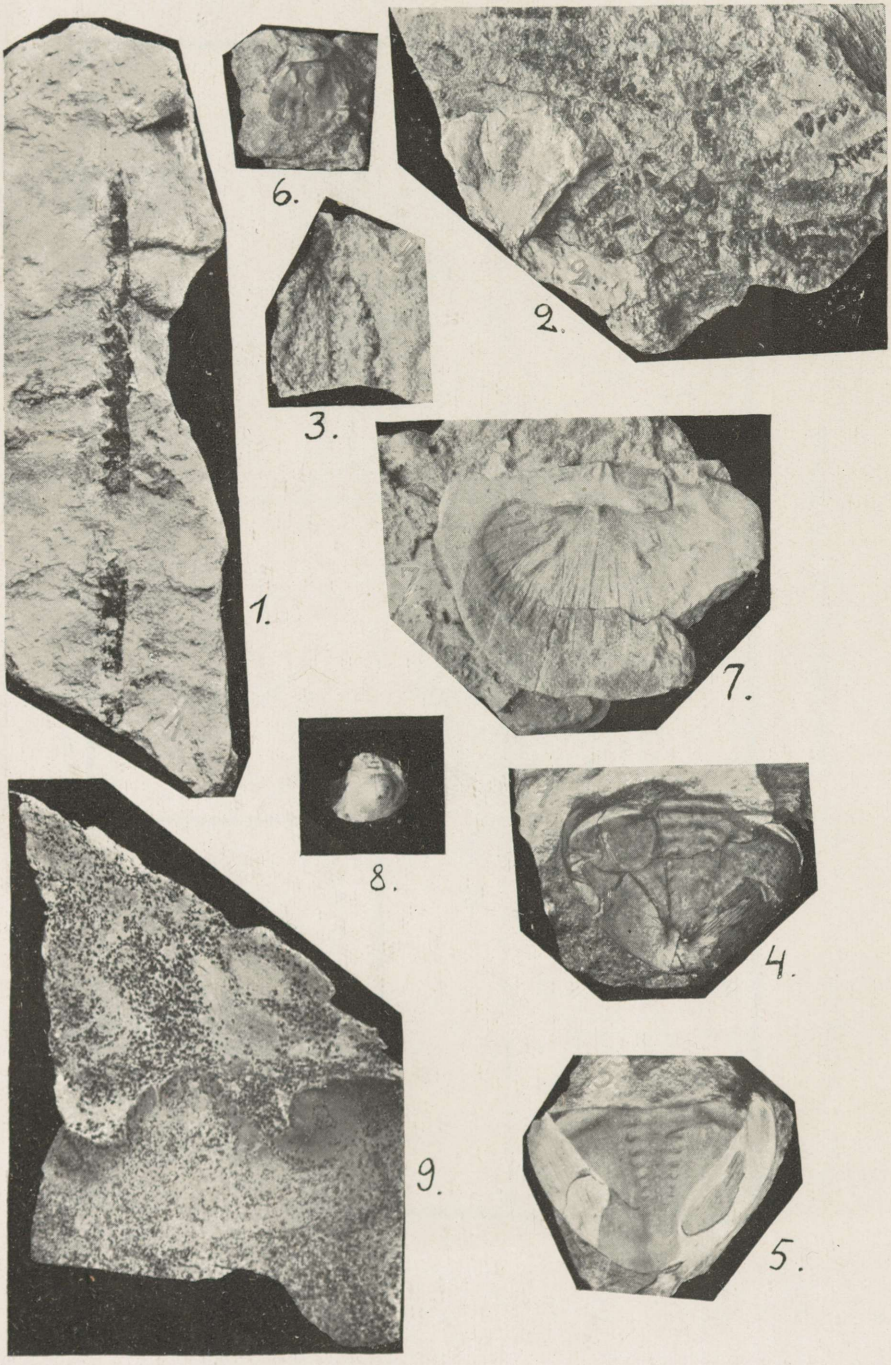
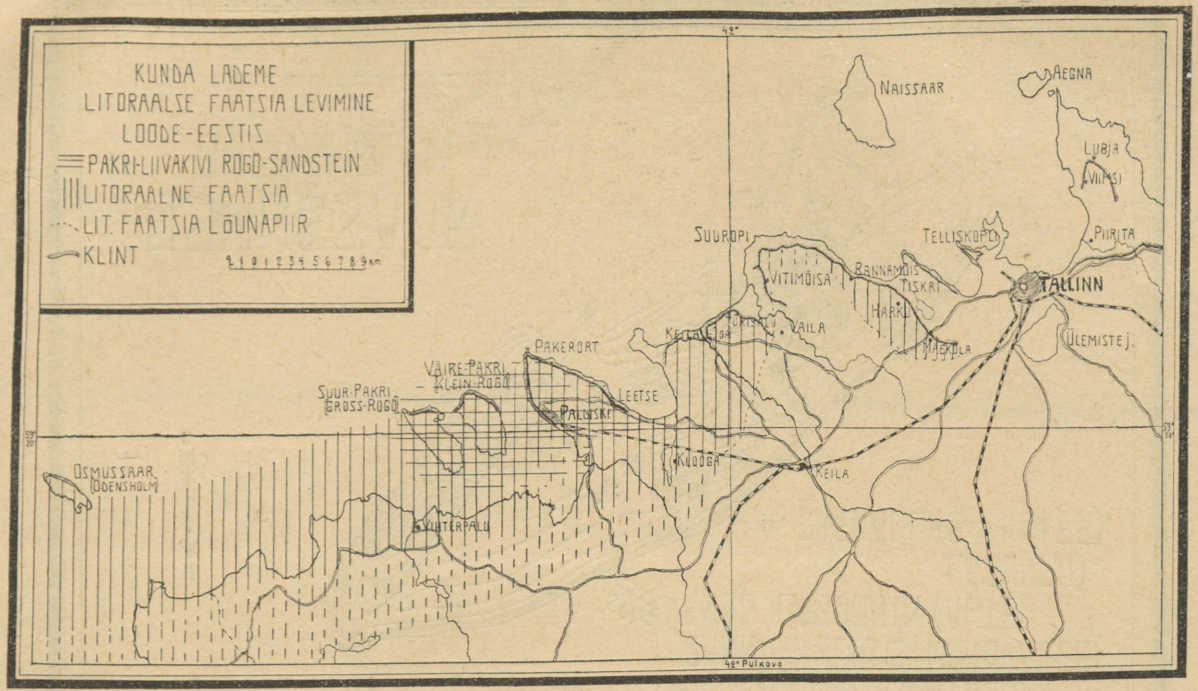
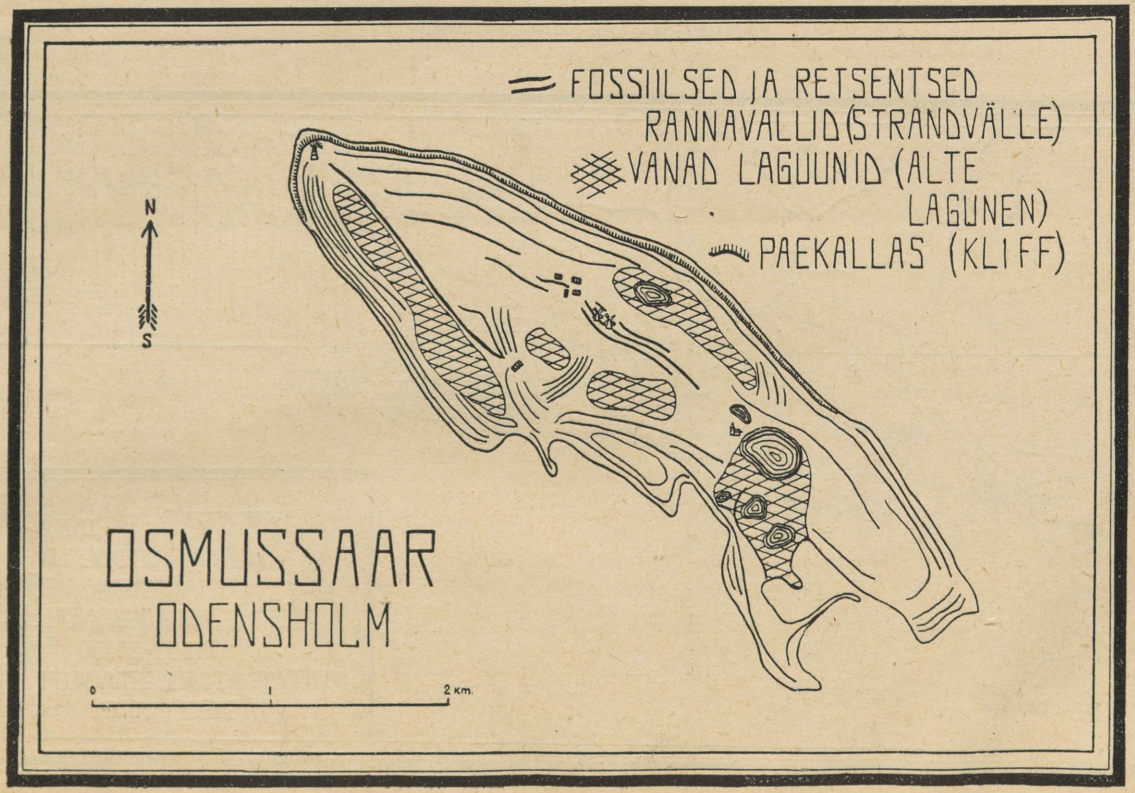


Photo A. Ö.

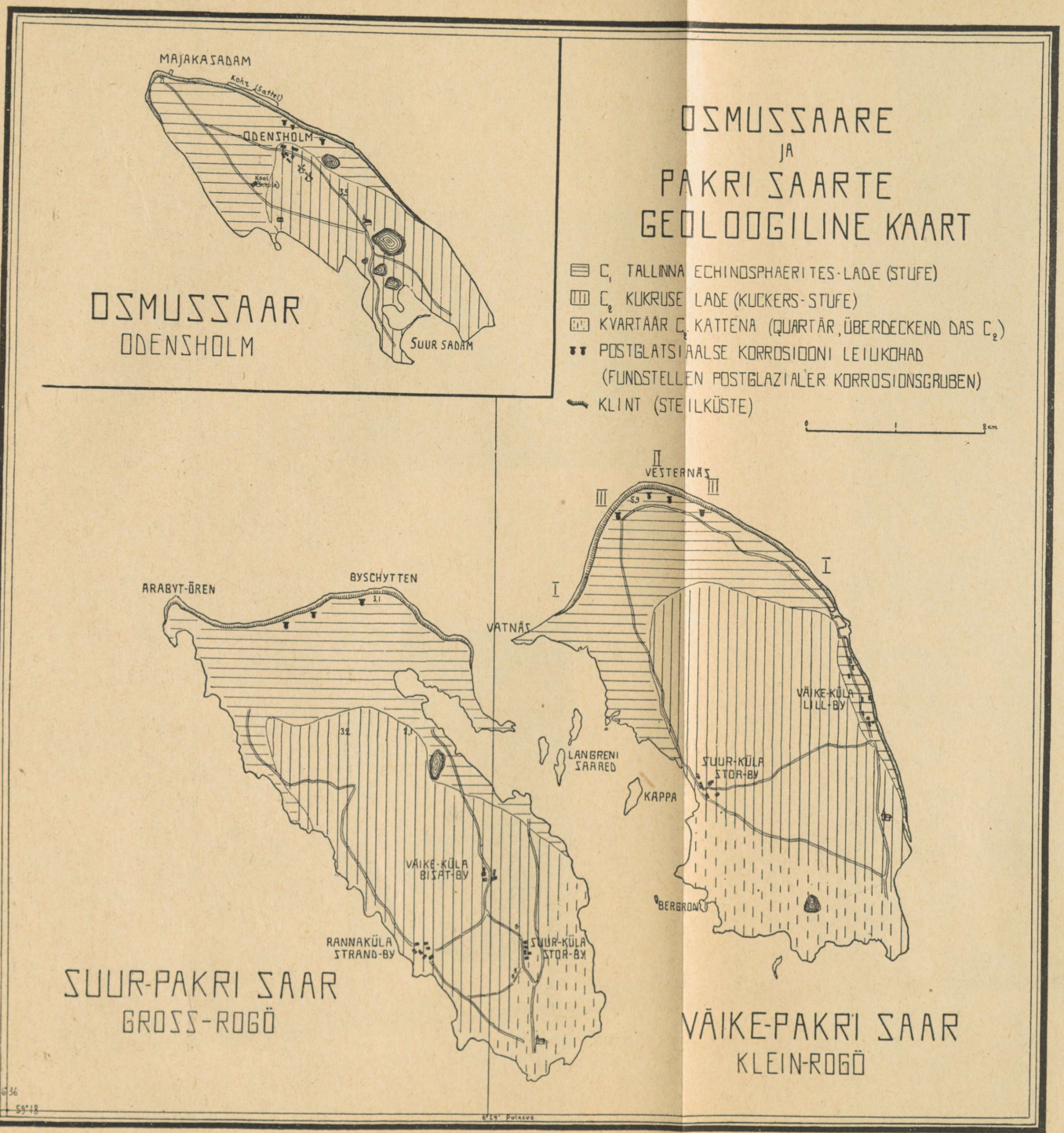
C. Mattiesen, Dorpat.



1. Übersichtskarte von NW-Estland.



2. Karte der Landschaftsformen von Odensholm.



3. Geologische Karte der Inseln Odensholm und Rogö.

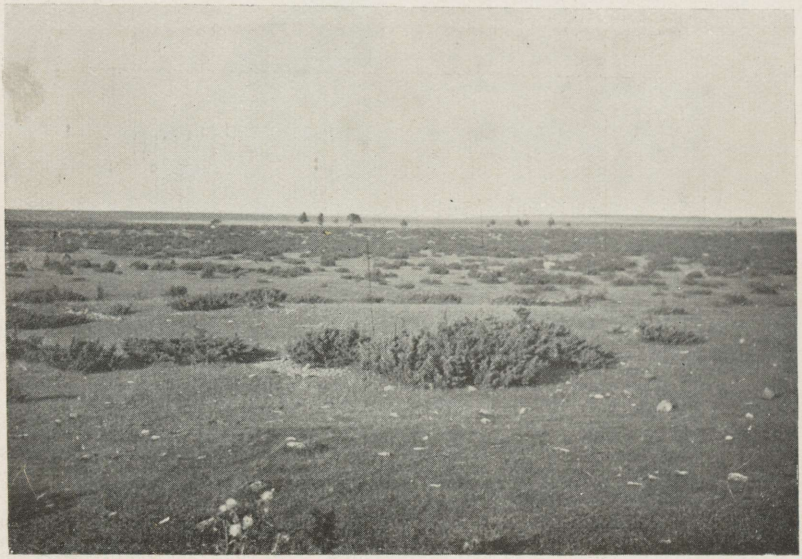


Photo A. Ö.

Abb. 1. Die Insel Gross-Rogö. Landschaft im Norden der Insel. Die Aufnahme ist vom höchsten Punkt der Insel (3,9 Faden = 12,7 m) gegen NE gemacht worden. In der Ferne die Insel Klein-Rogö. Im Vordergrund eine kleine Geländestufe, welche der C_2-Grenze entspricht.

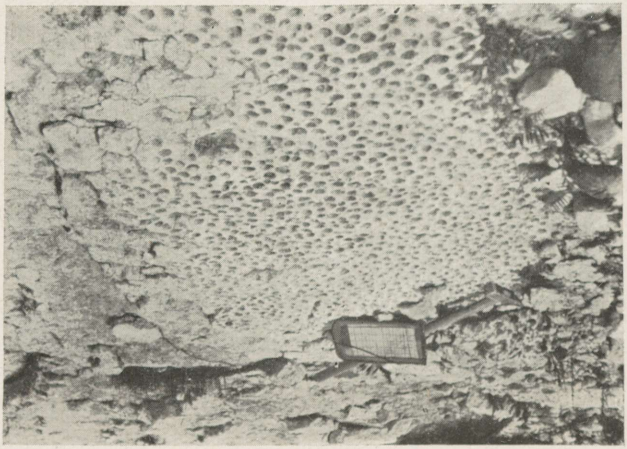


Photo A. Ö.

Abb. 2. Eine postglaziale Korrosionsfläche auf Odensholm, am Glint zwischen dem Leuchtturm und dem Dorfe. Links liegt der Strandwall, rechts — das Kliff (nicht zu sehen). Die angeätzten Kalkplatten sind von Sturmwellen reingespült worden. Der Kalkstein gehört zur Tallinna-Stufe.



Photo A. Ö.

Abb. 3. Die Strandwall-Landschaft von Odensholm, gegen SSE vom Leuchtturm. Die dunklen Felder sind alte Lagunen. Die kleinen schwarzen Kuppen sind Wacholdersträucher.

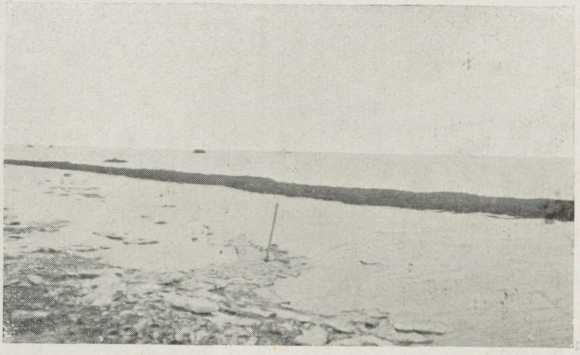


Photo A. Ö.

Abb. 4. Südwestlicher Strand von Odensholm. Im Vordergrund *in situ* liegende Kukruse-Kalksteinplatten. Der Hammer steht auf dem Anstehenden. Der schwarze Wall besteht aus Seetang (*Fucus vesiculosus*), den die Brandung zusammengeballt hat.



Tallinna-Stufe (Echinosph.-Kalk) C_{1ab} 4—5 m.

Rogö-Sandstein B_{III} 1,3—1,5 m.

Megalaspiskalk B_{II} 1,3 m.

Glaukonitsand B_{I} 4,1—4,5 m.

Dictyonemaschiefer A_3 4,6—4,8 m.

Obolensandstein A_2 3,5 m.

Grundkonglomerat des Ordoviziums 0,1—1,0 m.

Lambrischer petrefaktenleerer Sandstein A_{1c} + 2 m.

Photo A. Ö.

Abb. 5. Kap Pakerort (Nordspitze der Paldiski-Halbinsel). Aufnahme am Westufer, von S gegen N. Charakteristisch für die Beschaffenheit der Gesteine ist die durch die Auswaschung und Deflation des Glaukonitsandes entstandene Unterhöhlung. Oben die durch Kluftspalten gezackten Tallinna-Kalksteine.

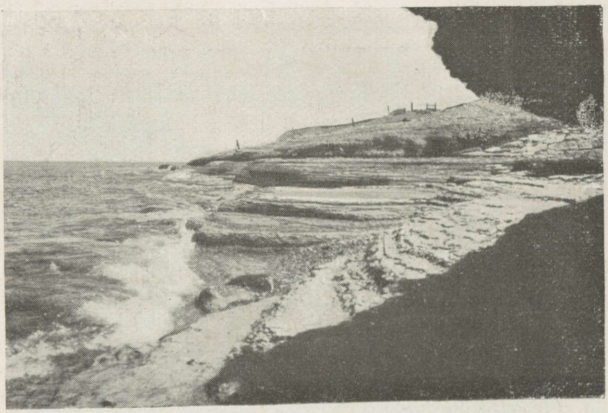


Photo A. Ö.

Abb. 6. Steilküste von Odensholm, südöstlich von der Landungsbrücke des Leuchtturmes, aus Echinosphaeritenkalk bestehend. Von der Brandung wenig veränderte, in jüngster Zeit aufgetauchte treppige Felsküste. Im Vordergund (dunkel) eine kleine Brandungshohlkehle. Die Aufnahme ist von der Brücke gegen Südost gemacht worden. Die Mächtigkeit der Kalksteine beträgt 4,5 m. Es ist die Stelle, wo das Profil (Seite 35) gemessen wurde. Der reichste Fossilienfundort.



Photo A. Ö.

Abb. 7. Steilküste von Odensholm. Die Aufnahme ist von der Landungsbrücke gemacht worden, in einer der Abb. 6 entgegengesetzten Richtung. Das treppige Felsufer ist in einen zum Teil unterhöhlten Kliff umgewandelt. Es ist die höchste, also auch die älteste, Stelle des Kliffes von Odensholm. Am Meeresspiegel liegt der Rogö-Sandstein; über ihm der Tallinna-(Echinosphaeriten-) Kalk, von Strandschotter überdeckt.



Photo A. Ö.

Abb. 8. Steilküste von Odensholm. Die Aufnahme ist an der Nordspitze, gegen Osten, gemacht worden. Übergangsformen vom treppigen Felsufer zum unterhöhlten Kliff. Der anstehende Echinosphaeri enkalk ist vom mächtigem Strandgeröll überlagert.



Photo K. Orviku.

Abb. 9. Die Insel Klein-Rogö. Die Steilküste nördlich von Lilleby. Die Aufnahme ist gegen Süden gemacht worden. Es ist sehr deutlich das südliche Einfallen zu sehn, indem die untere Schicht des knolligen Rogö-Sandsteins (BIII), welche rechts über dem Meere liegt, links im Meere verschwindet (3,2 cm vom linken und 3,8 cm vom unteren Rande des Bildes). BII — *Megalaspis*-(Glaukonit-)Kalk, noch im Wasser zum Teil sichtbar; BIII — knolliger Rogö-Kalksandstein 1,3 m. C1a — obere Linsenschicht (mergelig und feucht 0,12 m); C1b — Tallinna-Stufe (Echinosphaeritenkalk) ca. 4 m.



Photo A. Ö.

Abb. 10. Erratische Blöcke auf Odensholm, aus einer Gneisbreccie bestehend. Rechts im Hintergrund ein Strandwall. Im Vordergrund — Strandgeröll. Es ist eine alte flache, von Strandwällen umrandete Lagune im SW der Insel.

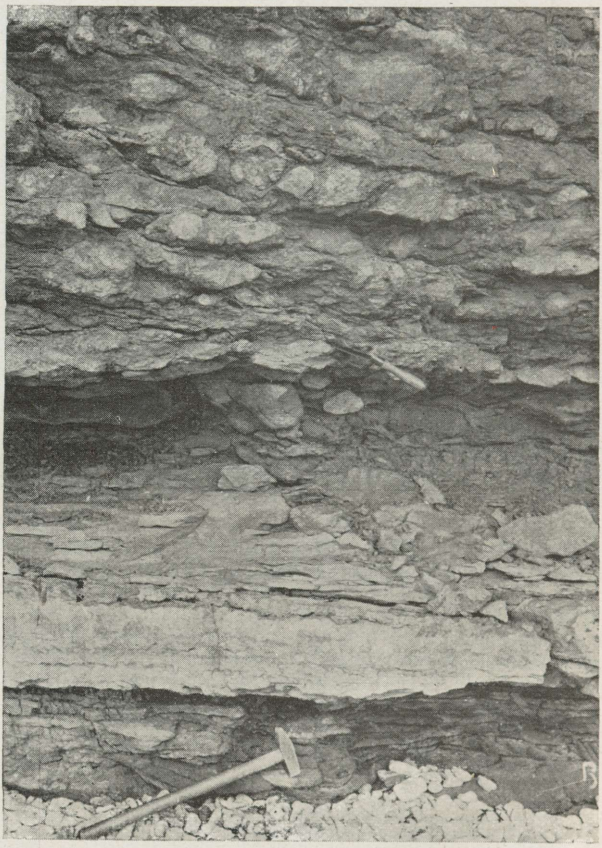


Photo A. Ö.

Abb. 12. Profil am Kliff von Klein-Rogö, südöstlich vom Kap Westernäs. BI — Glaukonitsand; BII — Megalaspiskalk; BIII — Rogö-Sandstein. Die Bedeutung der Zahlen 1 bis 8 siehe Seite 41—42, Prof. 1. — Die Kalkbank 3 ist von deutlichen Korrosionsflächen durchsetzt, welche fingerhutartige, nach unten geschlossene Vertiefungen führen. Die Schichten 4—6 sind die graptolithenführenden Mergel und Tone mit *Megalaspis limbata*. Besonders deutlich ist der knollige Rogö-Kalksandstein.

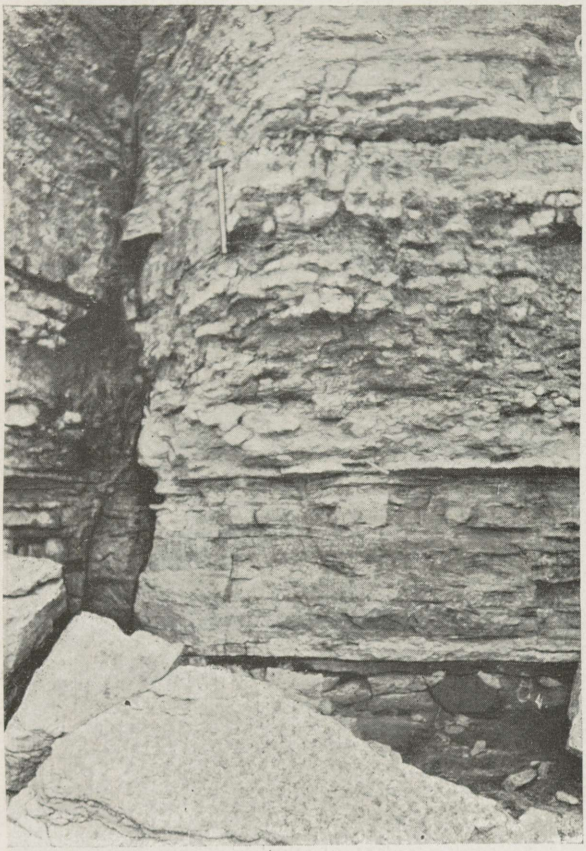


Photo A. Ö.

Abb. 13. Profil am Kliff von Klein-Rogö, südwestlich von Kap Westernäs. Alle Bezeichnungen wie im Prof. 1, Abb. 12. Näheres siehe Prof. 2, Seite 41—42. Links eine klaffende Kluftspalte, mit abgerundeten Ecken. Die Kalkplatte im Vordergrund (Echinosphaeritenkalk) trägt eine deutliche (ordovizische, nicht postglaziale Ätzfläche). Der Megalaspiskalk ist normal entwickelt.

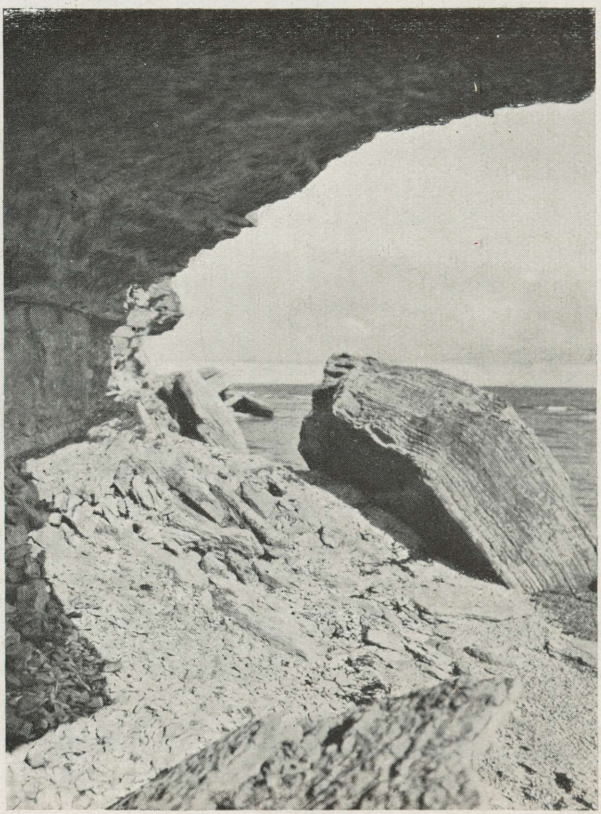


Photo A. Ö.

Abb. 14. Brandungshohlkehle am Kliff von Klein-Rogö, zwischen Lilleby und Westernäs. B_{III} — Rogö-Kalksandstein. Die am Ufer liegende Scholle gehört der Tallinna-Stufe (Echinosphaeritenkalk, C_1) an.

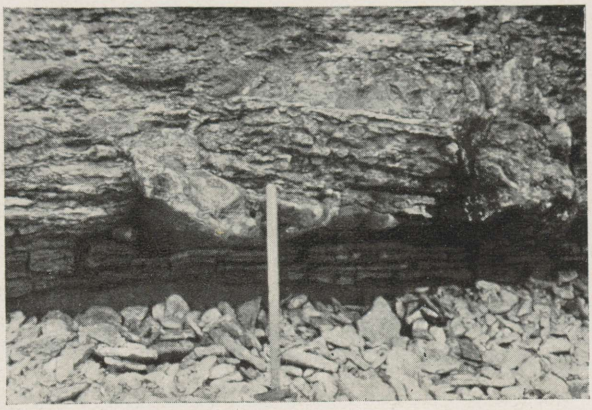


Photo A. Ö.

Abb. 16. Megalaspiskalk (BII), Rogö-Sandstein und Echinosphaeriten-(Tallinna-) Kalk auf Odensholm (der „Sattel"). Die Zerklüftung des Megalaspiskalkes ist sehr deutlich zu sehn. In der Mitte eine „schwebende" Scholle. Länge des Hammers 0,6 m. Siehe auch Abb. 15, Seite 45.



Photo A. Ö.

Abb. 17. Sandsteingang im Megalaspiskalk von Odensholm. Unten: plattiger Glaukonit-(Megalaspis-)Kalk; beim Hammer der aus fast schwarzem Sandstein bestehende Gang; höher: undeutlich geschichteter Rogö-Sandstein; am oberen Rande des Bildes ist der Tallinna-(Echinosphaeriten-)Kalk sichtbar. Länge des Hammers 0,6 m.

C. Mattiesen, Dorpat

Est
A-3551
9. i 31923