

*v. l. m. prof. A. Laitakar'ile
leegu pi d'ami sega*

Aarne Laitakar'ile

autor'ile

Neerh.

**LITHOLOGIE DER TALLINNA-SERIE
(ORDOVIZIUM, ESTLAND) I**

VON

KARL ORVIKU

TARTU 1940

Est. A-3551

LITHOLOGIE DER TALLINNA-SERIE (ORDOVIZIUM, ESTLAND) I

VON

KARL ORVIKU

MIT 33 TAFELN, 6 PROFILTAFELN, 2 KARTEN UND 7 FIGUREN



J. w. n. 4692

TARTU 1940

TARTU ÜLKOOL
RAAMATUKOOL

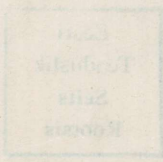
LITHOLOGIE DER TALLINNA-SERIE
(ORDOVIZIUM, ESTLAND)

i. 36443062

Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A XXXVI.1.

KARL ORPPIK

ALL IN TARTU & BREST-LITOVSK & BIRBEK & BIRBEK & BIRBEK



K. Mattieseni trükikoda o.-ü., Tartu, 1940.

TARTU ÜLIKOO LI
RAAMATUKOGU

Inhalt.

Vorwort	5
Einleitung	7
Die Liste der untersuchten Lokalitäten der Tallinna-Serie mit anschließenden Angaben über das Vorkommen der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe	10
Das Anstehende der Tallinna-Serie	35
Die Aseri-Stufe	
Geschichtliches	39
Die Beschreibung der Detailprofile der Aseri-Stufe	46
Die Aseri-Stufe in Ost-Estland	61
Die Aseri-Stufe in West-Estland	70
Die Linien des gleichen Sedimentationscharakters und die Richtungen der Sedimentationsveränderungen der Aseri-Stufe	85
Die untere Grenze der Aseri-Stufe	88
Das problematische Gestein an der Basis der Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn	101
Die Ooide in der Aseri-Stufe	103
Die Mikrostruktur des Gesteins der Aseri-Stufe	119
Die Quarzkörner, Glaukonitkörner und Phosphatknollen im Gestein der Aseri-Stufe	126
Zusammenfassung	132
Die Lasnamäe-Stufe	
Einleitung	137
Die Beschreibung der Detailprofile der Lasnamäe-Stufe	140
Die Lasnamäe-Stufe in West-Estland	147
Die Lasnamäe-Stufe in Ost-Estland	158
Die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe	162
Die Diskontinuitätsflächen, die Grabgänge und die Bohrlöcher im Gestein der Lasnamäe-Stufe	168

Die Mikrostruktur des Gesteins der Lasnamäe-Stufe	175
Zusammenfassung	179
Die Uhaku -Stufe	
Geschichtliches	189
Die Beschreibung der Detailprofile der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten	193
Die Uhaku-Stufe in Ost-Estland	198
Die Uhaku-Stufe in West-Estland	201
Die Mikrostruktur des Gesteins der Uhaku-Stufe	206
Die obere Grenze der Uhaku-Stufe und die hangenden Schichten ..	208
Kurze Übersicht über die bautechnische Verwendbarkeit des Gesteins der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe	212
Schriftenverzeichnis	214
Tafeln, Profiltafeln und Karten mit Erklärungen	217

Vorwort.

Die vergleichend-lithologischen Untersuchungen der Tallinna-Serie wurden von Verfasser schon im Jahre 1923 begonnen, als die ersten Feldarbeiten vorgenommen wurden. Zuerst war die Aufgabe recht begrenzt: auf einen Vorschlag von Prof. H. Bekker, dem ersten Professor für Geologie an der estnischen Universität Tartu, erhielt Verfasser die Aufgabe, die Aseri-Stufe (H. Bekker 1922) resp. die obere Linsenschicht (C_{1a}) (Fr. Schmidt 1897) in Ost-Estland auf ihren Ooidengehalt hin zu prüfen. Diese ersten Untersuchungen, die z. T. im Jahre 1927 (K. Orviku 1927) veröffentlicht wurden, haben schliesslich zu einer Arbeit geführt, die alle Stufen der Tallinna-Serie in ganz Estland umfasst. Aus verschiedenen Gründen hat sich die vorliegende Arbeit zu einer rein lithologischen Untersuchung gestaltet, deren vorläufige Zusammenfassung in dieser Arbeit erscheinen soll.

Zur Durchführung der Feldarbeiten hat Verfasser wiederholt geldliche Unterstützungen erhalten: in den ersten Jahren von Seiten des Geologischen Instituts der Universität Tartu, in den späteren Jahren von der Naturforscher-Gesellschaft, wofür den genannten Institutionen an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen wird.

Die laboratorischen Untersuchungen sind im Geologischen Institut und Museum der Universität Tartu durchgeführt worden, wo auch alle die Tallinna-Serie betreffenden Sammlungen des Verfassers aufbewahrt werden. Diese Arbeiten sind in entgegenkommendster Weise von den Leitern des Instituts — Prof. H. Bekker, Dr. A. Luha und Prof. A. Öpik — gefördert worden, wobei Prof. A. Öpik, seit dem Jahre 1930 als Direktor des Instituts und Museums und als Professor für Geologie und Paläontologie, die Untersuchungen im Institut allseitig und mit dem grössten Entgegenkommen begünstigt und geleitet hat.

Es ist dem Verfasser angenehme Pflicht, gerade an dieser Stelle besonders Prof. A. Ö p i k den grössten und aufrichtigsten Dank für sein freundliches Entgegenkommen und seine Hilfe bei der Durchführung dieser Arbeit auszusprechen.

Bei der Vorbereitung des I. Teils dieser Arbeit für den Druck hat Frl. Mag. Elsa R o s e n s t e i n, zeitweilige Hilfskraft am Geologischen Institut der Universität Tartu, die sprachliche Durchsicht der Arbeit übernommen, während Herr Villem V o o r e, Präparator am Zoologischen Museum der Universität Tartu, sich der technischen Seite der Zeichnungen gewidmet hat; durch diese Mitarbeit hat das Äussere der Arbeit in vieler Hinsicht gewonnen, wofür den beiden Helfern ebenfalls der herzlichste Dank gesagt sein soll.

Die Drucklegung der Arbeit wurde von der Universitätsverwaltung und von der Redaktion der „Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis“ ermöglicht; letztere hat alles getan, um die technische Seite der Arbeit möglichst wirkungsvoll zu gestalten, indem sie dem von Verfasser vorgelegten illustrativen Teil der Arbeit in seinem vollen Umfang die grösste Aufmerksamkeit geschenkt hat. Den grössten Dank schuldet Verfasser in dieser Beziehung dem Redaktor der „Acta“, Herrn Prof. H. P e r l i t z.

Ausser dem persönlich gesammelten Material standen dem Verfasser noch Bohrkerne zur Verfügung, die dem Geologischen Institut der Universität einerseits vom Bergamt des Estländischen Wirtschaftsministeriums (Tiefbohrungen von Lagedi, Saha, Kostivere und Kiiu) und andererseits von der Direktion der Zementfabrik A.-G. „Port-Kunda“ (Tiefbohrung von Ubja) in freundlichster Weise zur Verfügung gestellt worden sind. Auch diesen Institutionen ist der Verfasser für den wertvollen Beitrag an Belegmaterial zu grossem Dank verpflichtet. Die Abbildungen auf den Tafeln sind ausser Taf. X, 1 alle nach den Aufnahmen des Verfassers hergestellt.

K. Orviku.

Geologisches Institut
u. Museum d. Uni-
versität Tartu.

15. III 1940.

Einleitung.

Bei der stratigraphischen Gliederung des Ordoviziums Estlands unterscheidet man in der letzten Zeit vier Serien (A. Öpik 1930, Taf. V):

Ordovizium: $\left\{ \begin{array}{l} \text{Isotelus-Serie} \\ \text{Chasmops-Serie} \\ \text{Asaphiden-Serie} \\ \text{Obolus-Konodonten-Serie.} \end{array} \right.$

Von diesen Serien interessiert uns in dieser Arbeit die Asaphiden-Serie. Sie ist in Nord-Estland aufgeschlossen (Karte I), und hierher gehören die ältesten Kalksteine des estländischen Ordoviziums, die in grösserer oder geringerer Mächtigkeit am Aufbau des nordestländischen Glints Teil haben (Taf. I, 1, 2). Zu dieser Serie zählt man im allgemeinen die Schichten, die seit 1881 von Fr. Schmidt als die Schichten B₂, B₃ und C₁ bezeichnet worden sind. Die Geologie dieser Schichten ist durch die Arbeiten von Fr. Schmidt (1858, 1881 u. s. w.), W. Lamanski (1905), R. S. Bassler (1911), P. Raymond (1916), E. Koken (1925), A. Öpik (1927) u. a. schon gut bekannt, besonders was ihre paläontologische Seite anbetrifft, und es ist möglich gewesen, die Schichten der Serie in vier leicht voneinander unterscheidbare Stufen einzuteilen, die Verfasser in seinen früheren Arbeiten folgendermassen bezeichnet hat (K. Orviku 1930, S. 3):

Asaphiden-Serie: $\left\{ \begin{array}{l} \text{Baukalkstein-Stufe} \\ \text{Echinospaerites-Stufe} \\ \text{Vaginaturn-Stufe} \\ \text{Megalaspis-Stufe.} \end{array} \right.$

Die eingehenden vergleichend-lithologischen Untersuchungen der zahlreichen Profile der einzelnen Stufen, die im Laufe einer Reihe von Jahren im Felde durchgeführt worden sind, ermöglichen eine genauere Abgrenzung der Stufen voneinander, ebenso eine bessere Abgrenzung der ganzen Serie von der liegenden und hangenden Serie. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen hier als vorläufige Zusammenfassung dargelegt werden, in der Hoffnung, dass diese uns in der Kenntnis der Geologie der Asaphiden-Serie einen Schritt weiterbringen wird. Der ganze Stoff der Untersuchungen ist in zwei Teile zerlegt worden: im ersten Teil werden die zwei jüngeren Stufen der Serie mit den anschliessenden Fragen, im zweiten Teil, welcher auch schon für den Druck vorbereitet wird, werden die beiden älteren Stufen behandelt.

In der bisherigen Literatur ist in letzter Zeit die betreffende Serie als „Asaphiden-Serie“ bezeichnet worden. In seinem Manuskript „*Lexicon de Stratigraphie*“, Teil: Estland hat A. Öpik (1934) stattdessen die Benennung Tallinna-Serie vorgeschlagen, und zwar nach den von ihm als typisch bezeichneten Aufschlüssen der Serie in der Umgebung von Tallinn, der Hauptstadt Estlands. Er betont dabei, dass diese Benennung der Schichten schon von Ed. v. Eichwald (1854) stammt, bei dem wir die Bezeichnung „chloritige Grauwacke von Reval“ (S. 5) und „Revalsche Schicht“ (S. 6) finden: „Unmittelbar auf dem Sandstein von Fockenhof liegt der chloritige, sehr feste Grauwackenkalkstein mit ähnlichen dünnen Zwischenschichten eines Mergelkalkes ohne Chloritkörner“ (S. 5). „Diese Schichten bilden die unterste Terrasse der ganzen Formation in Estland und da sie sich bis Reval erstrecken und da am meisten aufgeschlossen sind, so verdient sie wohl die Revalsche Schicht genannt zu werden, der ganze Laksberg besteht aus ihr...“ (S. 6).

In der vorliegenden Arbeit wird der von A. Öpik aufgenommene Name der ältesten Kalksteine des Ordoviziums von Estland, wie er zum ersten Mal von Ed. v. Eichwald eingeführt worden ist, als gut begründeter und berechtigter Name in Gebrauch genommen. Schon in diesem Teil der Arbeit wird also der Ausdruck „Asaphiden-Serie“ durch den Namen „Tallinna-Serie“ ersetzt.

Auch die Namen der einzelnen Stufen sind geändert worden: statt „Baukalkstein-Stufe“ wird der Name „Lasnamäe-Stufe“ (s. S. 149) eingeführt, und der Name „Echinospaerites-Stufe“ wird durch „Aseri-Stufe“ (s. S. 61) ersetzt. Der letztgenannte Name ist schon früher (H. Bekker 1922) in Gebrauch genommen worden, hat aber in der vorliegenden Arbeit einen anderen Inhalt bekommen. Die beiden älteren Stufen sollen ihre Namen nach ihren Typokalitäten erst im zweiten Teil der Arbeit erhalten.

Um die Abgrenzung der Tallinna-Serie gegen ihr Hangendes, d. h. gegen die *Chasmops*-Serie, besser charakterisieren zu können, ist im ersten Teil der Arbeit auch die unterste Stufe dieser Serie, d. h. die Uhaku-Stufe (A. Öpik 1937) resp. *Caryocystites*-Stufe (K. Orviku 1927) eingehender besprochen worden, was hoffentlich der Einheitlichkeit der Arbeit nicht schadet.

Somit umfasst der erste Teil der Arbeit folgende Stufen (durch Striche eingerahmt):

Chasmops-Serie

Uhaku-Stufe

Lasnamäe-Stufe

Aseri-Stufe

Tallinna-Serie

Vaginatum-Stufe

Megalaspis-Stufe.

Obolus-Konodonten-Stufe.

Für jede Stufe werden die charakteristischen Detailprofile angeführt, und es wird versucht, auf Grund ihrer ein allgemeines sedimentpetrographisches Bild der Stufe zu entwerfen. Dabei ist jede Stufe einzeln für sich behandelt, wodurch vielleicht das einheitliche Aussehen der Arbeit in einiger Hinsicht leidet. Auch sind die hier angeschnittenen Fragen nicht immer endgültig geklärt worden, sondern manches Problem verlangt in Zukunft eine neue Stellungnahme.

Die Liste der untersuchten Lokalitäten der Tallinna-Serie mit anschliessenden Angaben über das Vorkommen der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe.

(Karte I)

In der nachfolgenden Liste sind alle Lokalitäten der Tallinna-Serie aufgezählt worden, welche bei der Feldarbeit mehr oder weniger genau untersucht worden sind. Wie aus dieser Liste zu ersehen ist, findet man in den meisten Aufschlüssen die Schichten der Aseri-, Lasnamäe- oder Uhaku-Stufe vor. Dabei gibt es im westlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie nur selten Aufschlüsse, in denen die Schichten der obengenannten Stufen fehlen, während im östlichen Teil des Anstehenden recht häufig das Gegenteil der Fall ist. Das ist dadurch bedingt, dass im Osten die Schichten der Uhaku-Stufe überhaupt nicht und bei der Lasnamäe-Stufe nur die untersten Schichten stellenweise den Glintrand erreichen und sich am Aufbau der steilen Glinthand beteiligen (Taf. I, 1). Im Westen dagegen findet man die Schichten der beiden letztgenannten Stufen an einigen Stellen am Glintrand sogar in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen (Taf. I, 2). Im allgemeinen gilt hinsichtlich der Häufigkeit der Aufschlüsse die Regel, dass man dort, wo die in Frage kommenden Schichten den oberen Teil der Glinthand bilden, auch am häufigsten Aufschlüsse dieser Schichten vorfindet. Das ist auch verständlich, da der Glinthand Nord-Estlands einen grossartigen natürlichen Aufschluss aller Schichten darstellt, die sich an seinem Aufbau beteiligen. Besonders zugänglich ist die Glinthand an denjenigen Stellen, wo Flussbette den Glinthand durchschneiden, oder wo verschiedene Arten von Aufstiegen den Glintrand erreichen, desgleichen an Orten, wo die zu untersuchenden Schichten den Fuss der Steilwand bilden. Zur Illustration der Zugänglichkeit der am Glinthand entblösten Schichten kann man zwei extreme Beispiele anführen: am Glinthand von Väike-Pakri lassen sich die Schichten der Tallinna-Serie Schritt für Schritt fast ununterbrochen längs der ganzen Glinthand verfolgen, wenn man den Weg am Fuss des Glints entlang geht (Taf. I, 2; Taf. VII, 1; Taf. VIII, 1); im Osten dagegen fehlen am Glintrand kilometerweise natürliche Möglichkeiten zur Untersuchung der Kalksteinschichten der Tallinna-Serie, da die Schutthalden von

unten nicht die Höhe dieser Schichten erreichen und vom oberen Glintrand nur die obersten Schichten in geringer Mächtigkeit zugänglich sind (Taf. I, 1); hier können die in Frage kommenden Schichten nur an den weit voneinander liegenden Aufstiegen und in kleinen Steinbrüchen am Rande des Glints (Taf. III, 1, 2) in Augenschein genommen werden.

Man darf hierbei nicht vergessen, dass die Häufigkeit der Aufschlüsse der einen oder anderen Schicht auch von ihrer Abbauwürdigkeit abhängt: das sieht man am deutlichsten bei der Lasnamäe-Stufe, deren Schichten einen wertvollen Baustein darstellen und in vielen Steinbrüchen gewonnen werden (s. Lasnamäe-Stufe S. 137). Andererseits ist die Häufigkeit der Aufschlüsse auch von der Mächtigkeit der den Untergrund bedeckenden quartären Sedimente abhängig; im nördlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie, in der Nähe des Glintrandes, gibt es auf vielen Stellen recht grosse Gebiete, die Alvars darstellen; im südlichen Teil des Anstehenden dieser Serie wird die Quartärdecke bedeutend mächtiger; teilweise deswegen ist die Zahl der Aufschlüsse im nördlichen Teil grösser als im südlichen.

Da in den meisten Aufschlüssen der Tallinna-Serie auch die in dieser Arbeit charakterisierten Schichten zu finden sind, ist es zweckmässig, alle Aufschlüsse der Serie in die Liste der Lokalitäten aufzunehmen und auch auf der Karte zu verzeichnen, um dadurch einen Vergleich der Häufigkeit der Entblössungen der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufen einerseits und der älteren Stufen — *Vaginatium*- und *Megalaspis*-Stufe — der Serie andererseits zu ermöglichen. Die Zusammenfassung ergibt hierbei, dass von ca. 370 Aufschlüssen der Tallinna-Serie rund 300 die Schichten der Aseri-, Lasnamäe- oder Uhaku-Stufen aufweisen, während die *Vaginatium*- und *Megalaspis*-Stufen in rund 250 Aufschlüssen entblösst sind. Die beiden letztgenannten Stufen sind grösstenteils nur tief unter den hangenden Schichten an der Glinthand aufgeschlossen und deshalb schwerer zugänglich; die hangenden Schichten bilden dagegen auch die Glintherrassen, wo sie häufig blossliegen, so z. B. in der Lokalitätengruppe 23, 25, 27, auch 44, 45. Es gibt aber dennoch einige Lokalitätengruppen — 26, 31, 32, 35 u. a. —, in denen die Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe sehr selten aufgeschlossen ist; hierher gehört unter anderem der mittlere Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie zwischen Ojaküla und Ubari.

Auf Karte I sind alle Aufschlüsse, in denen die Aseri-, Lasnamäe und Uhaku-Stufe entblösst ist, durch schwarze, die Aufschlüsse, in denen nur die Lasnamäe-Stufe entblösst ist, durch halb schwarze, halb weisse Kreise wiedergegeben worden; Aufschlüsse, in denen die genannten Schichten fehlen, sind durch weisse Kreise markiert, allerdings mit einigen Ausnahmen: alle Lokalitäten der Lokalitätengruppe 45 und einige Lokalitäten der Gruppe 44 sind durch weisse Kreise gekennzeichnet, weil in ihnen nur die Schichten der Uhaku-Stufe oder deren hangende Schichten, die nicht mehr zur Tallinna-Serie gehören, aufgeschlossen sind.

In der Liste sind die Lokalitäten zu Gruppen vereinigt worden, wobei die meisten Gruppen sich einem grösseren oder kleineren Abschnitt des Gintés anschliessen. Der Umfang der gewählten Gintéabschnitte und des entsprechenden Hinterlandes ist hauptsächlich von der Dichte der Aufschlüsse in dem einen oder anderen Gebiet abhängig. Selbständige Gruppen bilden solche Aufschlüsse, die eng mit Flusstälern zusammenhängen. Auf diese Weise sind alle Lokalitäten in 55 Gruppen eingeteilt, die jede für sich auf der Liste und der Karte verzeichnet worden sind: jedes Gebiet hat seine Nummer; ihre Reihenfolge entspricht der W—O-Richtung. Auf der Karte sind die einzelnen Gebiete ausserdem durch eine gestrichelte Linie voneinander getrennt. Man muss aber stets im Auge behalten, dass diese einzelnen Lokalitätengruppen nicht ihrem Inhalt nach miteinander zu vergleichen sind. Diese Aufteilung der Lokalitäten hat sich lediglich vom praktischen Standpunkt aus als zweckmässig erwiesen. Die einzelnen Lokalitäten jeder Gruppe sind durch kleine Buchstaben des Alphabets gekennzeichnet. Dank dieser Bezeichnungsweise wird es in Zukunft leicht sein, neu hinzukommende Lokalitäten in das System so einzugliedern, dass ihr Auffinden keine Schwierigkeiten bereitet, was bei fortlaufender Numeration der Lokalitäten unvermeidlich sein würde. Die hier angeführte Liste der Lokalitäten wird im zweiten Teil der Arbeit über die Lithologie der Tallinna-Serie ebenfalls benutzt werden. Um die vorliegende Lokalitätenliste mit derjenigen vom Jahre 1927 (K. O r v i k u 1927) in Einklang zu bringen, ist bei jeder Lokalität angegeben, welcher Lokalität sie in der Liste vom Jahre 1927 entspricht.

Ferner ist bei jeder Lokalität vermerkt worden, auf welchem

Blatt der topographischen Karte im Massstabe 1:42000 sie zu finden ist, ebenso sind die geographischen Koordinaten gegeben. Die Bestimmung der letzteren ist folgendermassen durchgeführt worden: die Lokalitäten wurden bei der Feldarbeit möglichst genau auf den obengenannten Blättern eingetragen und die Koordinaten später nach denselben Karten abgelesen. Gewiss ist eine derartige Ortsbestimmung nicht absolut richtig, aber mit Hilfe der angegebenen Koordinaten ist es praktisch stets möglich, die Lokalitäten wieder aufzufinden. In den Fällen, wo die Lokalitäten grosse Flächen einnehmen oder in die Länge gezogen sind, werden die Koordinaten für ihren Mittelpunkt angeführt.

Die nördliche Breite der Lokalitäten schwankt zwischen $59^{\circ}17'33''$ (Osmussaar, 1 f) und $59^{\circ}32'40''$ (Karula, 36 d), der Breitenunterschied beträgt also nur $15'07''$. Da diese Breitenamplitude so gering ist und der 59. Grad in südlicher Richtung nirgends überschritten wird, werden bei der Nennung der nördlichen Breite die Grade (59°) fortgelassen und nur Minuten und Sekunden angegeben. Die Längengrade beziehen sich auf den Meridian von Pulkovo, da dieses Koordinatensystem den obengenannten, bei den Feldarbeiten in erster Linie in Frage kommenden topographischen Karten als Grundlage dient; eine Umrechnung der Längengrade ist aus diesem Grund nicht vorgenommen worden. Der gegenseitige Abstand der äussersten Längenkoordinaten ist grösser als die Amplitude der Breitengrade: die kleinste westliche Länge in der Umgebung von Narva beträgt $2^{\circ}06'00''$ (55 k), die grösste dagegen auf Osmussaar (1 a) $6^{\circ}58'04''$, die Längenamplitude also $4^{\circ}52'04''$.

Da für jede Lokalität schon die geographischen Koordinaten gegeben sind, so sind die Ortsbeschreibungen nur kurz gefasst und detaillierte Kartenskizzen weggelassen worden, in der Hoffnung, dass die angeführten Daten allein das Auffinden der Aufschlüsse ermöglichen. Die Übersichtskarte im Massstab 1:252000 ist nach der topographischen Karte 1:126000 (3-Werst-Karte) zusammengestellt worden, und für einzelne Teile des Untersuchungsgebiets, wo die Lokalitäten zu dicht gedrängt sind, sind noch besondere Kartenskizzen im Massstab 1:84000 auf Grund der topographischen Karten 1:42000 angefertigt worden.

In der Lokalitätenliste sind nähere Angaben nur über die Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe eingetragen worden; allerdings sind im Osten teils auch die zwischen der Uhaku-Stufe und

der produktiven Kukruse-Stufe gelegenen, bisher noch nicht näher beschriebenen Schichten (Lokalitätengruppe 44 und 45) mit Angaben versehen. Aufzeichnungen über die älteren Stufen der Tallinna-Serie sind in die Liste nicht eingetragen worden, da diese Stufen in der vorliegenden Arbeit nicht näher charakterisiert sind. Nur in denjenigen Fällen, wo die älteren Stufen nicht aufgeschlossen sind, wird diese Tatsache durch einen Strich vor den Angaben über die hangenden Schichten gekennzeichnet.

Die Angaben über die hier besprochenen Stufen werden in folgender Reihenfolge von links nach rechts vermerkt: Aseri-, Lasnamäe-, Uhaku-Stufe und das Hangende der letzteren. Die angeführte Zahl bedeutet die an dieser Lokalität gefundene Mächtigkeit der Stufe in cm, und auch, dass das Profil hier näher untersucht worden ist. Ein gerader oder welliger vertikaler Strich links von der die Mächtigkeit ausdrückenden Zahl bedeutet die untere Grenze der betreffenden Stufe; ein Strich rechts von der Zahl bedeutet die obere Grenze der Stufe, wobei der wellige Strich eine Diskontinuitätsfläche kennzeichnet. Fehlt ein solcher Strich, so besagt das, dass die eine oder andere Grenzfläche nicht festgestellt worden und die Stufe hier nur zum Teil aufgeschlossen ist. Ist die die Mächtigkeit der Stufe angegebene Zahl und das betreffende Aufschlusszeichen **halbfett** gedruckt, so zeigt das an, dass das Profil im Text unter der betreffenden Stufe näher beschrieben worden ist. Der Ortsbeschreibung folgt häufig in Klammern ein Lokalitätenzeichen, z. B. (= 15 c); das heisst: das an der genannten Lokalität aufgeschlossene Profil der Aseri-Stufe entspricht dem Profil derselben Stufe der in der Klammer genannten Lokalität. Sind die entblösten Schichten nur mit einem * versehen, so sind die betreffenden Schichten an dieser Stelle wohl beobachtet, aber nicht genauer protokolliert worden, weil sie ihrem Aussehen nach einigen der naheliegenden, besser aufgeschlossenen Schichten gleichen Alters entsprechen.

Die nachfolgende Liste der Lokalitäten der Tallinna-Serie stellt somit eine vorläufige Inventur der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe dar und erleichtert, zusammen mit der Karte I, die Orientation bei den Aufschlüssen innerhalb der genannten Stufen.

Die Liste der untersuchten Aufschlüsse der Tallinna-Serie.

1:	2:	3:	4:	5:	6:
Str. Niveau					
Aufschlussschichten — die liegenden Schichten — nicht aufgeschlossen	Aseri-Stufe (A)	Lasnamäe-Stufe (L)	Uhaaku-Stufe (U)	Ortsbeschreibung	
				Nr. der topogr. Karte 1:42000	nördl. Breite, nördlich von 59°
					westl. Länge von Pulkovo aus gerechnet
1. Glint von Osmussaar					
a.	—	*		5—20	18' 04" 6° 58' 04"
b.	*	*		„	18' 18" 6° 57' 50"
c.	*	395		„	18' 14" 6° 57' 39"
d.	10	*		„	18' 11" 6° 57' 00"
e.	*	*		„	18' 00" 6° 56' 24"
f.	*	*		„	17' 33" 6° 55' 54"
2. Glint von Suur-Pakri					
a.	—	*		4—24	20' 59" 6° 27' 49"
b.	*	*		„	20' 50" 6° 26' 44"
c.	12	385		„	20' 55" 6° 25' 16"
d.	*	*		„	20' 55" 6° 25' 00"
3. Glint von Väike-Pakri					
a.	*	*		4—25	21' 04" 6° 23' 04"
b.	*	*		„	21' 13" 6° 22' 56"
c.	15	300		„	21' 13" 6° 22' 56"

1:	A L U	3:	4:	5:	6:
<i>d</i>	{ * * }	NW-Front des Glints, nö-lich von den grossen Kalksteinschollen	4—25	21' 35"	6° 22' 40"
<i>e</i>	{ * * }	NW-Front des Glints, noch weiter nö-lich von den grossen Kalksteinschollen	„	21' 38"	6° 22' 36"
<i>f</i>	{ * * }	NW-Front des Glints, sw-lich von Vesternäs	„	21' 43"	6° 22' 24"
<i>g</i>	{ 15 459 30 }	Glint bei Vesternäs (= 3n)	„	21' 46"	6° 22' 12"
<i>h</i>	{ * * }	NO-Front des Glints, sö-lich von Vesternäs	„	21' 44"	6° 22' 04"
<i>i</i>	{ * * }	NO-Front des Glints bei der NW-Grenze einer Waldwiese	„	21' 43"	6° 21' 53"
<i>k</i>	{ 13 410 }	NO-Front des Glints bei einer Waldwiese am Glintrand	„	21' 40"	6° 21' 36"
<i>l</i>	{ * * }	NO-Front des Glints bei einem etwas landeinwärts liegenden Erlengebüsch	„	21' 20"	6° 20' 12"
<i>m</i>	{ * * }	NO-Front des Glints, die erste sö-liche Brandungshohlkehle mit Glaukonitsand	„	21' 04"	6° 20' 00"
<i>n</i>	{ 12 499 110 }	die Nordecke der alten Festungsbauten am Glint	„	21' 00"	6° 19' 54"
<i>o</i>	— 287 205 119	im südlichen Teil der alten Festungsbauten	„	20' 50"	6° 19' 51"

4. Glint von Paldiski

<i>a</i>	{ 14 } *	Glint bei dem Gesinde Uge	4—25	21' 40"	6° 17' 14"
<i>b</i>	— * 501 127	Steinbruch an der Nordecke der Aussenwand der alten Festungsbauten am Glint	„	21' 28"	6° 17' 00"
<i>c</i>	{ 17 486 74 }	die Südecke der Aussenwand der alten Festungsbauten am Glint (= 4a und 4d)	„	21' 17"	6° 16' 46"
<i>d</i>	{ 33 } *	Glint bei der Stadt Paldiski, zwischen Hafen und Bahnhof	„	20' 56"	6° 16' 29"
<i>e</i>	— — 200	Steinbruch südlich des Bahnhofs in der Nähe des Strandes	„	20' 32"	6° 15' 52"
<i>f</i>	— — 150	Steinbruch in der Nähe der Eisenbahnkurve	„	21' 23"	6° 15' 39"

5. Glint von Pakertort

<i>a</i>	{ 14 } *	Steinbruch an der W-Front des Glints bei dem Leuchtturm (= 5b)	4—25	23' 17"	6° 17' 18"
<i>b</i>	{ 14 } 66	am Glintrand bei den alten Steinbrüchen	„	23' 14"	6° 16' 27"

1:	A	L	3:	4:	5:	6:
c	*	*	Aufstieg auf den Glint 0,5 km östlich des Gesindes Paju	4—25	22' 52"	6° 14' 34"
d	*	*	Aufstieg auf den Glint in der Nähe des Gesindes Kaasiku	„	22' 32"	6° 13' 42"

6. Glint von Leetse

a	{	*	*	Aufstieg auf den Glint bei der Landzunge	4—26	21' 45"	6° 10' 26"
b	{	16	*	Glint zwischen dem Fischerhafen und der Landzunge (= 5b)	„	21' 40"	6° 10' 22"
c	{	22	*	Glint nw-lich vom Fischerhafen	„	21' 23"	6° 10' 06"

7. Glint von Lahepere

a	{	*	*	Glint in der Nähe des Gesindes Rannavälja	4—26	20' 57"	6° 08' 56"
b	{	*	*	Glint nw-lich von dem Fischerhafen, in der Nähe eines grossen erratischen Blockes	„	20' 49"	6° 08' 44"
c	{	35	4	Glint sö-lich vom Fischerhafen	„	20' 42"	6° 08' 16"
d	{	*	*	Anfang des Glints beim Gesinde Liivotsa	„	20' 30"	6° 07' 40"

8. Klooga

a	—	*	Bachbett von Treppoja	4—26	21' 00"	6° 03' 35"
---	---	---	---------------------------------	------	---------	------------

9. Glint von Laulasmaa

a	—	240	Steinbruch an der Biegung des Glints	4—26	23' 41"	6° 05' 14"
b	—	330	alte Steinbrüche an der W-Front des Glints beim Gesinde Kalda	„	22' 58"	6° 05' 31"

10. Keila-Fluss

a	{	*	linkes Ufer am Wasserfall	4—26	23' 45"	6° 01' 54"
b	—	100	Vertiefung des Flussbettes 0,7 km oberhalb des Wasserfalles	„	23' 30"	6° 01' 12"

11. Glint von Telinõmme

a	{	22	300	N-Ende des Glints von Türi-salu, westlich vom Aufstieg auf den Glint	3—27	25' 20"	5° 59' 40"
---	---	----	-----	--	------	---------	------------

1:	A L U	3:	4:	5:	6:
b	{ 20 530	Glint bei den alten Festungs- bauten 0,3 km nw-lich vom Gesinde Lamendi	3—27	24' 51"	5° 59' 06"
c	{ 32 370	Glint bei den alten Festungs- bauten 0,5 km nw-lich vom Gesinde Madise	„	25' 29"	5° 58' 14"
d	{ * *	Glint bei den alten Festungs- bauten 0,6 km nö-lich des Gesin- des Madise	„	24' 16"	5° 57' 10"
e	{ * *	Glint bei den alten Festungs- bauten ca. 70 m nw-lich der Lok. 11 g.	4—27	23' 47"	5° 56' 06"
f	{ * *	Glint bei den alten Festungs- bauten ca. 150 m nw-lich der Lok. 11 g.			
g	{ 46 566	Glint bei den alten Festungs- bauten 0,2 km nw-lich des Gesindes Alliku (= 15c)	„	23' 41"	5° 55' 58"
h	— 130	Steinbruch von Vääna	„	23' 09"	5° 55' 09"

12. Vahiküla

a	— * *	Vertieftes Flussbett des Vääna- Flusses und seines Neben- flusses bei Vahiküla	4—27	22' 34"	5° 51' 20"
---	-------	--	------	---------	------------

13. Glint von Liikva und Suurupi

a	— 220	alte Festungsbauten östlich des zum Gesinde Mäemurru füh- renden Weges	3—27	25' 06"	5° 54' 20"
b	— 75	kleiner Steinbruch in der Nähe des Gesindes Mäemurru	„	25' 12"	5° 54' 24"
c	{ 38 155	alte Festungsbauten am Glint- rand beim Dorfe Liikva	„	25' 25"	5° 54' 35"
d	—	alte Festungsbauten in der Nähe des Gesindes Loo	„	25' 48"	5° 55' 38"
e	{ 35 *	alte Festungsbauten in der Nähe des Gesindes Saue- mulgu bei Viti	„	26' 16"	5° 56' 54"
f	{ 15 145	alte Festungsbauten in der Nähe des Gesindes Mäe bei Suurupi (= 4a)	„	27' 44"	5° 56' 38"
g	{ 32 *	Aufstieg auf den Glint bei dem Gesinde Söödi bei Muraste (= 13c)	„	27' 54"	5° 52' 44"

14. Glint von Rannamõisa

a	{ 30 300	große, alte Steinbrüche (= 3— 13c)	3—27	27' 28"	5° 51' 07"
b	{ 34 480	am Glintrand (= 13c)	„	27' 11"	5° 50' 43"
c	— 115	Steinbruch hinter den Strand- wällen	„	27' 05"	5° 50' 38"

1: A L U

3:

4:

5:

6:

20. Glint von Toompea

a { 65 | * Glint gegenüber dem Hauptbahnhof (= 21*k* + 21*b*) . . . 3—29 26' 16" 5° 35' 18"

21. Glint von Lasnamägi und Suhkrumägi

a { * Aufstieg der Lubja-Strasse auf den Glint 3—29 25' 44" 5° 32' 40"
b { 50 | 380 Aufstieg der Koidula-Strasse auf den Glint „ 26' 02" 5° 32' 04"
c — * | 870 | 270 | 200 die grossen Steinbrüche von Lasnamägi „ 25' 50" 5° 31' 37"
d { * | * Glint südlich vom Nord-Leuchtturm „ 26' 11" 5° 31' 50"
e { 57 | * Aufstieg auf den Glint vom Kadrioru-Park beim Nord-Leuchtturm (= 21*k* + 15*c*) „ 26' 16" 5° 31' 35"
f { * * Aufstieg der Narva-Strasse auf den Glint „ 26' 33" 5° 30' 56"
g { 70 | * der südliche Aufstieg am Suhkrumägi (= 21*k*) „ 27' 07" 5° 30' 48"
h { 68 | 654 der nördliche Aufstieg und die Steinbrüche am Suhkrumägi (= 21*k*) „ 27' 11" 5° 30' 46"
i { * * Glintwand ca. 75 m östlich von 21*h* „ 27' 16" 5° 30' 38"
k { 69 | * Glintwand ca. 150 m östlich von 21*h* „ 27' 16" 5° 30' 34"

22. Glint von Viimsi

a { 90 | 150 Glintwand zwischen der Siedlung Viimsi und dem Leuchtturm 2—29 30' 38" 5° 29' 12"
b { 93 | 40 Steinbruch bei dem Gesinde Tönnikse bei Lubja (= 22*a*) „ 20' 49" 5° 28' 51"
c { 94 | 68 alter Steinbruch an dem nach Viimsi führenden Wege (= 22*a*) „ 20' 33" 5° 28' 10"
d { * | 100 alter Steinbruch bei dem Gesinde Mäealuse (= 22*a*) „ 20' 26" 5° 27' 56"
e { * | * alter Schutzgraben bei dem Gesinde Pärnamäe (= 22*a*) „ 29' 52" 5° 27' 07"

23. Alveragebiet von Tondi-Väo

a { 67 | * Entwässerungsgraben westlich von Katleri (= 21*k*) . . . 3—29 27' 02" 5° 28' 36"
b { 72 | 36 Aufstieg der Landstrasse auf den Glint bei Tondi (= 24*a* = 24*c*) „ 27' 19" 5° 27' 20"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
c	{ *	kleiner Steilabhang an der nach Vão abbiegenden Landstrasse	3—29	27' 15"	5° 26' 32"
d	— 275	Steinbrüche nō-lich vom Gesinde Kangru	„	26' 43"	5° 27' 06"
e	— 180	Steinbrüche an der nach dem Dorf Vão führenden Landstrasse	„	26' 47"	5° 26' 28"
f	— 160	Steinbruch zwischen den Gesinden Allika und Selli	„	26' 43"	5° 26' 02"
g	— 310	Steinbruch sō-lich des Gesindes Tooma	„	26' 23"	5° 25' 24"
h	— 40	alter Schützengraben zwischen dem Gesinde Tooma und der Siedlung Nehatu	„	26' 27"	5° 25' 09"
i	— 140	Steinbruch südlich des Dorfes Vão, westlich der Landstrasse	„	26' 01"	5° 24' 48"
k	— 182	Steinbruch 0,4 km südlich des Dorfes Vão, östlich der Landstrasse	„	25' 54"	5° 24' 33"
l	— 150	Steinbruch 0,7 km südlich des Dorfes Vão, östlich der Landstrasse	„	25' 44"	5° 24' 15"

24. Umgebung von Iru

a	{ 75 40	alte Festungsbauten und kleine Steinbrüche südlich der Landstrasse (= 24c)	3—29	27' 22"	5° 24' 20"
b	{ * 40	kleiner Steinbruch am Glint- rand, nördlich der Landstrasse (= 24c)	„	27' 48"	5° 24' 27"
c	{ 81 400	alte Festungsbauten zwischen dem Gemeindehaus Iru und dem Glint	3—30	27' 14"	5° 23' 56"
d	— 105	grosse, westliche Steinbrüche von K ä r m u	„	27' 13"	5° 22' 40"
e	— 100	alte Festungsbauten 1 km östlich von Nehatu	„	26' 27"	5° 23' 17"
f	— 195	Steinbruch westlich von dem Dorf K ä r m u	„	26' 57"	5° 22' 14"

25. Umgebung von Saha

a	— *	alte Festungsbauten am Ost- rand des Dorfes Saha	3—30	25' 32"	5° 19' 52"
b	— 50	alte Festungsbauten östlich vom Dorf Saha	„	25' 26"	5° 19' 34"
c	— 95	Steinbruch von Maardu bei der Windmühle, südlich der Landstrasse	„	25' 54"	5° 17' 20"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
26. Umgebung von Ülgasi					
<i>a</i>	— —	Glintrand bei Kallavere . . .	3—30	28' 12"	5° 17' 48"
<i>b</i>	67 70	Steinbruch von Kallavere . . .	„	27' 54"	5° 17' 16"
<i>c</i>	— 143	Steinbruch von Võrdla gegen- über dem Gesinde Ületee, nördlich vom Wege	„	27' 14"	5° 16' 38"
<i>d</i>	— —	Steinbruch in der Nähe des Gesindes Kureloo	„	28' 15"	5° 14' 24"
<i>e</i>	— —	Steinbruch westlich des Gesin- des Katku	„	28' 28"	5° 14' 20"
<i>f</i>	— —	Glintwand östlich der Phos- phoritgruben von Ülgasi . . .	„	29' 17"	5° 14' 24"
<i>g</i>	— —	alte Steinbrüche am Glint von Ülgasi	„	29' 17"	5° 14' 14"
<i>h</i>	— —	Glint von Ülgasi	„	29' 09"	5° 13' 54"
<i>i</i>	— —	alte Steinbrüche am Glint von Ülgasi	„	29' 00"	5° 13' 38"
27. Umgebung von Jöelähtme					
<i>a</i>	— 100	kleine Steinbrüche südlich der Landstrasse	3—30	26' 59"	5° 14' 43"
<i>b</i>	— 150	Steinbruch von Loo	„	26' 56"	5° 13' 49"
<i>c</i>	— 100	Steinbruch auf der Anhöhe von Rebala	„	27' 16"	5° 13' 28"
<i>d</i>	— 110	Steinbruch zwischen dem Kirch- hof von Jöelähtme und der Anhöhe Rebala	„	27' 13"	5° 13' 04"
<i>e</i>	— 30	Steinbruch bei dem Kirchhof von Jöelähtme	„	27' 10"	5° 12' 36"
<i>f</i>	— 200	Karstgebiet von Kostivere zwischen der Siedelung Kos- tivere und Jöelähtme	„	27' 13"	5° 13' 04"
<i>g</i>	— *	Steinbruch beim Gesinde Jöe- lähtme, südlich der Land- strasse	3—31	26' 28"	5° 11' 10"
28. Umgebung von Jägala					
<i>a</i>	— } 62	Wasserfall von Jägala und Steinbruch am rechten Ufer des Jägala-Flusses unterhalb des Wasserfalles	3—31	27' 02"	5° 08' 52"
<i>b</i>	— 150	Steinbruch von Rua zwischen den Gesinden Sepa und Uus- talu	„	27' 10"	5° 07' 25"
<i>c</i>	— —	alter Steinbruch westlich des Gesindes Rehe, nördlich der Landstrasse	„	27' 27"	5° 06' 36"
29. Glint von Ubari					
<i>a</i>	— 190	Steinbruch von Kotsamaa, nw- lich des Gesindes Lubjaahju	3—31	27' 29"	5° 03' 33"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
b	— 250	Steinbruch von Raudallika beim Gesinde Tooma	3—31	27' 56"	5° 03' 27"
c	— —	Steinbruch von Kaberla östlich des Gesindes Mäe, südlich vom Wege	„	28' 05"	5° 03' 58"
d	— 40	alter Steinbruch von Kaberla nördlich vom Wege auf der Weide	„	28' 20"	5° 03' 37"
e	— —	Glintrand zwischen den Gesinden Ubari und Mihkli	„	29' 00"	5° 03' 00"
f	— —	Aufstieg auf den Glint beim Gesinde Mihkli	„	29' 21"	5° 02' 55"
g	133 155	Steinbruch von Ubari am Glintrand	„	29' 31"	5° 02' 41"
h	— 200	Steinbruch von Aavakannu, nördlich vom Wege	„	28' 10"	5° 01' 50"

30. Umgebung von Kiiu

a	— 50	Flussbett vom Valkla-Bach nördlich der Landstrasse	3—32	27' 29"	4° 58' 22"
b	— 174	Steinbrüche von Kiiu auf dem Alvar nördlich der Landstrasse	„	27' 15"	4° 55' 53"
c	— —	alter Steinbruch von Mäepea beim Gesinde Seera	„	27' 44"	4° 56' 09"
d	— —	Glint bei Mäepea beim Gesinde Tönikse	„	28' 13"	4° 55' 30"

31. Glint von Maidu

a	— —	ein Graben an der Landstrasse beim Gesinde Kapa im Dorf Kuusalu	3—32	27' 10"	4° 53' 21"
b	* — —	alter Steinbruch zwischen der Landstrasse und dem Gesinde Oduli	„	27' 31"	4° 52' 38"
c	— —	Aufstieg auf den Glint bei den Gesinden von Tülivere	„	28' 01"	4° 52' 55"
d	— —	alter Steinbruch bei den Gesinden von Tülivere, westlich der Landstrasse	„	28' 08"	4° 52' 38"
e	— —	Steinbruch bei dem Aufstieg auf den Glint	„	28' 29"	4° 52' 30"
f	— —	alter Steinbruch am Glintrand bei dem grossen erratischen Block „Kalevipöeg“	„	28' 33"	4° 52' 18"

32. Glint von Loo

a	— 340	Steinbruch von Kahala, nördlich der Landstrasse, westlich des Gesindes Saksne	3—32	28' 19"	4° 48' 44"
---	-------	---	------	---------	------------

1:	A L	3:	4:	5:	6:
b	} *	Steinbruch südlich der Landstrasse	2—32	29' 29"	4° 50' 09"
c	— —	Steinbruch am SW-Ende des Glintes	„	29' 48"	4° 50' 33"
d	— —	Glintwand	„	30' 28"	4° 50' 35"
e	— —	Glintwand	„	30' 38"	4° 49' 44"

33. Glint von Linnamäe resp. Tsitri

a	— —	SO-Ende des Glints in der Nähe des Gesindes Naveta	2—33	30' 17"	4° 47' 54"
b	— —	NW-Ende des Glints bei dem Gehöft Tsitri	„	30' 05"	4° 46' 22"
c	— 200	Steinbruch von Kolga	3—33	28' 26"	4° 43' 42"

34. Umgebung von Nõmmeveski.

a	— 50	Steinbruch von Kalme	3—33	29' 29"	4° 37' 49"
b	— 200	kleiner Steinbruch an der Wegbiegung auf dem Feld	2—33	31' 34"	4° 36' 32"
c	— —	Aufstieg auf den Glint	„	31' 29"	4° 36' 24"
d	95 65	Flussbett des Parksi-Baches und Wasserfall daselbst	2—34	30' 30"	4° 33' 56"
e	— 50	Steinbruch von Parksi	„	30' 18"	4° 33' 28"
f	— —	Wasserfall von Nõmmeveski am Valgejõgi-Fluss und das rechte Steilufer des letzteren bei Väädimetsa (unterhalb des Wasserfalls)	„	30' 30"	4° 32' 11"
g	} 20	Wasserfall von Joaveski am Loobu-Fluss	„	30' 44"	4° 30' 40"

35. Glint von Ilumägi

a	— —	Steinbruch 0,6 km östlich vom Gesinde Vatku	2—34	32' 17"	4° 29' 56"
b	— —	alter Steinbruch 0,5 km westlich des Gesindes Tõugu	„	32' 14"	4° 29' 31"
c	— —	alter Steinbruch westlich von Võhma	„	32' 12"	4° 27' 48"
d	— —	Steinbruch am Ostende des Dorfes Võhma	„	31' 56"	4° 27' 16"
e	— —	Steinbruch am Ostende des Dorfes Võhma, nördlich der Landstrasse	„	31' 58"	4° 27' 08"
f	— —	Steinbruch von Ilumäe beim Gesinde Könnu	„	31' 49"	4° 25' 28"
g	— 70	Steinbruch von Muike, im Wald 0,8 km südlich der Siedlung Muike	„	30' 54"	4° 24' 30"

1:	A	L	3:	4:	5:	6:
36. Glint von Karula						
a	—	50	Steinbruch von K o o n e am Waldrand, südlich der Landstrasse, zwischen Palmse und Sagadi	2—35	31' 54"	4° 20' 06"
b	—	60	Steinbruch bei dem Krug von Areda, westlich der Landstrasse	2—36	30' 43"	4° 09' 57"
c	—	107	Steinbruch von A a r i, am Nordende des Dorfes Noonu	„	30' 51"	4° 07' 08"
d	—	—	W-Ende des Glints beim Dorf Tiigi	„	32' 40"	4° 07' 37"
e	—	—	Glintrand zwischen Tiigi und Karula	„	32' 40"	4° 06' 22"
37. Umgebung von Kandle						
a	—	125	Steinbruch am Glint, zwischen den Gesinden Paemurru und Varetoja	2—36	30' 06"	4° 01' 28"
b	25	150	Steinbruch am Glint, 0,5 km südlich des Gesindes P a e m u r r u	„	30' 20"	4° 02' 10"
c	—	—	Steinbruch von V a r a n g u, nördlich vom Dorf, zwischen den Wegen	„	29' 17"	4° 00' 05"
d	—	—	Flussbett von Varangu beim Dorf Varangu	3—37	28' 37"	3° 58' 45"
38. Glint von Selja						
a	—	—	Steinbruch von P e h k a, nördlich der Landstrasse	3—37	29' 15"	3° 56' 14"
b	—	—	Glintrand beim Gesinde Kruusamäe	2—37	30' 30"	3° 54' 56"
c	—	—	Glintrand beim Gesinde Kalda	„	30' 29"	3° 54' 42"
d	—	*	kleiner Steinbruch westlich vom Gesinde Risti	„	30' 26"	3° 53' 27"
e	—	125	kleiner Steinbruch nördlich der Landstrasse 0,3 km östlich des Dorfes Kaliküla	„	30' 10"	3° 52' 04"
f	—	—	Aufstieg auf den Glint 0,8 km östlich des Dorfes Kaliküla	„	30' 03"	3° 51' 30"
39. Umgebung von Kunda						
a	—	166 133	Steinbruch von Ojaküla (1)*	3—37	28' 44"	3° 51' 00"
b	—	187	westliche Steinbrüche von Kunda-Aru (1)	„	28' 17"	3° 50' 32"

*) Die Nummer des Aufschlusses in der Arbeit von K. Orviku 1927.

1:	A L	3:	4:	5:	6:
c	— 200	östliche Steinbrüche von Kunda-Aru (2)	3—37	27' 50"	3° 50' 08"
d	— *	ein Graben östlich der Eisenbahnlinie, 1,5 km nördlich von Kunda-Aru (4)	„	28' 00"	3° 49' 22"
e	— —	an beiden Seiten der Eisenbahnlinie, 2,5 km nördlich von Kunda-Aru (5)	„	29' 08"	3° 48' 41"
f	— *?	Flussbett des Kunda-Flusses bei der Mühle	„	26' 53"	3° 49' 06"
g	— *?	Flussbett des Kunda-Flusses bei dem Gesinde Parri	3—38	27' 04"	3° 47' 40"
h	— —	alter Steinbruch von Kunda-Iiemägi am Glintrand (7)	„	29' 58"	3° 46' 24"
i	— *	kleiner Steinbruch beim Dorf Iila, südlich der Landstrasse (8)	„	29' 52"	3° 42' 51"

40. Umgebung des Pada-Flusses

a	— * —	die beiden Ufer des Pada-Flusses bei der Siedlung Samma (11)	3—38	24' 18"	3° 37' 55"
b	— —	Wasserfall am Linnamäe-Bach (10)	„	25' 58"	3° 36' 37"
c	— 150	Steinbruch von Vasta, nördlich vom Weg (9)	„	27' 30"	3° 37' 22"
d	— *	Wasserfall am Lähtoru-Bach beim Gesinde Alametsa in Koila (= 41e) (12)	3—39	27' 53"	3° 35' 14"
e	— 120	Steinbruch von Koila, 1 km südlich vom Dorf (13)	„	27' 20"	3° 35' 00"

41. Glint von Aseri-Kalvi

a	— *	ein Weg im Park von Kalvi (= 41e) (14)	3—39	28' 54"	3° 32' 07"
b	— *	Glintwand 1,2 km östlich der Siedlung Kalvi (= 41e) (15)	„	28' 52"	3° 31' 31"
c	— *	Glintwand westlich von der Vereinigungsstelle der zwei Glinterrassen	„	28' 47"	3° 31' 00"
d	— * *	Aufstieg auf den Glint an der Stelle, wo der aus dem Dorf Aseri kommende Weg den Glint erreicht (= 41e) (16)	„	28' 39"	3° 30' 16"
e	— 239 185	Steinbruch der ehemaligen Zementfabrik Aseri (17)	„	28' 20"	3° 29' 00"

1: A L

3:

4:

5:

6:

42. Glint von Koogu-Kõrgküla

<i>a</i> —	*?	Glintwand bei dem Gesinde Uetalu in Koogu	3—39	26' 37"	3° 32' 30"
<i>b</i> —	*?	Glintwand 0,15 km östlich vom Weg, der nach Koogu führt	(18)	„ 26' 23"	3° 31' 11"
<i>c</i> —	*?	Glintwand 0,4 km östlich vom Weg, der nach Koogu führt	„	26' 20"	3° 30' 56"
<i>d</i> —	200	Einschnitt der Eisenbahnlinie südlich der Landstrasse (19)	„	26' 17"	3° 29' 33"
<i>e</i> —	369	alter Steinbruch von Tamme in Rannaküla (20)	„	26' 13"	3° 29' 02"
<i>f</i> {	190	Glintwand 0,7 km westlich des Gesindes Mustalao in Kõrgküla (= 43f) (21)	„	26' 17"	3° 25' 57"
<i>g</i> {	160	Glintwand zwischen den Gesinden Mustalao und Kalda in Kõrgküla (= 43f) (22)	„	26' 16"	3° 24' 32"
<i>h</i>	150	Glintwand bei Väike-Kõrgküla (= 43f)	3—40	26' 04"	3° 23' 25"
<i>i</i>	*	Flussbett des Sõride-Baches nördlich der Landstrasse (= 43f) (23)	„	25' 30"	3° 21' 24"
<i>k</i> —	*	Steinbruch im Dorf Purtse, südlich der Landstrasse	„	24' 41"	3° 20' 07"
<i>l</i> —	*	Steinbruch im Dorf Kestla	3—39	24' 58"	3° 25' 24"

43. Umgebung des Purtse-Flusses beim Dorf Lügänu

<i>a</i> —	158	Steinbruch südlich vom Dorf Ärra-Matka (31)	4—40	23' 31"	3° 20' 28"
<i>b</i> —	—	linkes Steilufer des Purtse-Flusses gegenüber der Sillaoru-Mühle (24)	3—40	24' 10"	3° 18' 57"
<i>c</i> {	*	linkes Steilufer des Purtse-Flusses zwischen der Sillaoru-Mühle und Kääniku (25)	„	24' 00"	3° 18' 49"
<i>d</i> {	127	linkes Steilufer des Purtse-Flusses gegenüber dem Gesinde Madisantsu (= 43f) (26)	4—40	23' 47"	3° 18' 09"
<i>e</i> {	236	linkes Steilufer des Purtse-Flusses beim Gesinde Normaku (= 43f) (27)	„	23' 37"	3° 17' 55"
<i>f</i> {	225	rechtes Steilufer des Purtse-Flusses südlich des Gesindes Normaku (Profilbeschreibung bei K. Orviku 1929, S. 14 u. 15) (28)	„	23' 34"	3° 17' 41"

1:	A L U	3:	4:	5:	6:
<i>g</i>	— — 500	Steinbruch nördlich von Lügä-nuse beim Gesinde Londi (29)	4—40	23' 22"	3° 17' 53"
<i>h</i>	— — 50	Steinbruch nördlich von Lügä-nuse-Matka (30)	„	23' 18"	3° 18' 10"
<i>i</i>	— — *	ein Brunnen 0,5 km sw-lich von Jabara (41)	3—40	24' 47"	3° 15' 50"

44. Umgebung des Purtse-Flusses bei der Siedelung Püssi

<i>a</i>	— — — *	Flussbett des Uhaku-Flusses unterhalb der Siedelung Ärra (35)	4—40	22' 22"	3° 19' 54"
<i>b</i>	— — — — * ¹⁾	linkes Steilufer des Purtse-Flusses gegenüber dem Gesinde Volli im Dorf Irvalla (40)	„	21' 06"	3° 18' 10"
<i>c</i>	— — — 115 160	linkes Steilufer des Purtse-Flusses gegenüber dem Gesinde Pöllu = Pärtliorg (39)	„	21' 47"	3° 18' 00"
<i>d</i>	— — — 160 20	linkes Steilufer des Purtse-Flusses zwischen Pärtliorg und Kõrgekallas . . . (39)	„	21' 55"	3° 17' 50"
<i>e</i>	— — — 160 66	rechtes Steilufer des Purtse-Flusses zwischen Pärtliorg und Kõrgekallas . . . (39)	„	21' 49"	3° 17' 45"
<i>f</i>	— — — 290	linkes Steilufer des Purtse-Flusses bei Kõrgekallas (39)	„	22' 05"	3° 17' 44"
<i>g</i>	— — — 194	Flussbett und die Ufer des Uhaku-Flusses bei dem Wasserfall von Uhaku, nördlich des Gesindes Aaviku (36)	„	22' 18"	3° 18' 00"
<i>h</i>	— — 180 207	Flussbett und die Ufer des Uhaku-Flusses gegenüber dem Gesinde Paemurru (36)	„	22' 32"	3° 17' 41"
<i>i</i>	— — — *	linkes Ufer des Purtse-Flusses gegenüber dem Obstgarten von Püssi (37)	„	22' 26"	3° 17' 12"
<i>k</i>	— — — *	Flussbett des Roodu-Flusses zwischen dem Pfarrhaus von Lügä-nuse und der Siedelung Püssi (38)	„	22' 36"	3° 16' 47"

45. Umgebung der Koljala- und Uemõisa-Flüsse

<i>a</i>	— — — — *	Flussbett des Koljala-Flusses in der Nähe des Gesindes Papipõllu (32)	4—40	23' 23"	3° 23' 47"
----------	-----------	---	------	---------	------------

¹⁾ das Hangende der Uhaku-Stufe (s. S. 207).

1:	A L U	3:	4:	5:	6:
b	— — — — *	Flussbett des Koljala-Flusses zwischen den Gesinden Papi-põllu und Kalda . . . (32)	4—40	23' 16"	3° 23' 26"
c	— — — — *	Flussbett des Koljala-Flusses in der Nähe des Gesindes Kalda (32)	„	23' 16"	3° 23' 20"
d	— — — — *	Flussbett des Koljala-Flusses östlich des Gesindes Kalda (32)	„	23' 13"	3° 23' 04"
e	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses westlich des Dorfes Uuemõisa (33)	„	22' 19"	3° 24' 05"
f	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses bei dem Dorf Uuemõisa (33)	„	22' 23"	3° 23' 12"
g	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses östlich des Dorfes Uuemõisa (33)	„	22' 21"	3° 22' 55"
h	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses östlich des Gesindes Unuse (33)	„	22' 28"	3° 22' 25"
i	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses westlich des Gesindes Aasa (33)	„	22' 28"	3° 21' 48"
k	— — — — *	Flussbett des Uuemõisa-Flusses südlich des Gesindes Aasa (33)	„	22' 23"	3° 21' 42"
l	— — — — *	Abflusskanal der Ölschieferindustrie Kiviõli A.-G., etwas südlicher vom Uuemõisa-Fluss (34)	„	22' 10"	3° 21' 30"

46. Glint von Saka

a	— —	kleiner Wasserfall an einer Grabenmündung am Glintrand bei der Siedelung Saka	3—41	26' 22"	3° 08' 31"
b	— —	Glintrand 0,7 km nö-lich von der Siedelung Saka . . (43)	„	26' 25"	3° 07' 55"
c	— —	Glintrand 1,0 km nö-lich von der Siedelung Saka . . .	„	26' 26"	3° 07' 35"
d	— —	Glintrand 1,3 km nö-lich von der Siedelung Saka . . (44)	„	26' 28"	3° 07' 18"
e	— —	Glintrand bei dem Wege, der aus dem Dorf Saka zum Glint führt (45)	„	26' 29"	3° 06' 58"
f	— —	Glintrand 0,5 km nw-lich des Gesindes Möller	„	26' 30"	3° 06' 49"
g	{180	Steinbruch am Glintrand 0,5 km nö-lich des Gesindes Möller (= 47e + k) . . . (46)	„	26' 33"	3° 05' 48"
h	*	Steinbruch am Glintrand bei dem Dorf Saka-Ondika . .	„	26' 35"	3° 04' 26"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
<i>i</i>	115 195	Steinbruch am Glintrand 1,7 km nw-lich der Siedelung Ondika (= 47e + k) . (47)	3—41	26' 35"	3° 03' 26"
<i>k</i>	— 30	Steinbruch von Saka, nördlich der Landstrasse . . . (42)	„	25' 25"	3° 07' 22"
47. Glintr von Valaste-Toila					
<i>a</i>	{294 45	Steinbruch am Glintrand bei Ondika	3—41	26' 35"	3° 01' 07"
<i>b</i>	{ 24	Aufstieg auf den Glintrand 0,9 km nō-lich von der Siedelung Ondika (= 47e + k) (48)	„	26' 35"	3° 00' 44"
<i>c</i>	— —	Steinbruch am Glintrand bei dem grossen Abflussgraben bei Valaste (49)	3—42	26' 39"	2° 59' 29"
<i>d</i>	*	Steinbruch am Glintrand bei dem Dorf Valaste (= 47e + k)	„	21' 41"	2° 58' 44"
<i>e</i>	{246	Steinbruch am Glintrand bei dem Dorf Valaste . (50)	„	26' 45"	2° 57' 32"
<i>f</i>	{250	Steinbruch am Glintrand zwischen Valaste und der Siedelung Toila (47e + k) (51)	„	26' 42"	2° 56' 24"
<i>g</i>	{300	Steinbruch am Glintrand bei der Siedelung Toila (= 47e + k)	„	26' 37"	2° 55' 16"
<i>h</i>	100	Steinbruch am Glintrand 1 km nō-lich von der Siedelung Toila (= 47e + k) . . (52)	„	26' 32"	2° 54' 38"
<i>i</i>	170	Steinbruch am Glintrand 1,8 km nō-lich von der Siedelung Toila (= 47e + k) . . (53)	„	26' 22"	2° 53' 28"
<i>k</i>	{312 50	Steinbruch am Glintrand 1 km westlich von Martsa (54)	„	26' 10"	2° 52' 32"
<i>l</i>	200	Steinbruch am Glintrand bei Martsa (55)	„	26' 04"	2° 52' 03"
<i>m</i>	— —	Aufstieg auf den Glintrand bei Sivadi, östlich von Martsa (56)	„	25' 53"	2° 51' 05"
<i>n</i>	— —	Aufstieg auf den Glintrand bei Kontsa, westliches Ende des Dorfes Toila (57)	„	25' 45"	2° 49' 28"
<i>o</i>	— —	Aufstieg auf den Glintrand östlich des Dorfes Toila . .	„	25' 36"	2° 49' 09"
48. Umgebung des Pühajõe-Flusses					
<i>a</i>	— *	Vertiefter Teil des Aluoja-Baches bei den Wiesen von Mustasaare	3—42	24' 45"	2° 53' 30"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
b	— *	Vertiefter Teil des Aluoja-Baches bei den Gesinden von Mägara	4—42	23' 45"	2° 50' 14"
c	115	Flussbett und Ufer des Aluoja-Baches kurz vor dessen Mündung in den Pühajõe-Fluss (= 47e + k) (60)	3—43	24' 10"	2° 47' 41"
d	180	linkes Ufer des Pühajõe-Flusses bei der Mühle von Lagedi (= 47e + k) . . (61)	4—43	23' 10"	2° 46' 09"
e	— —	alter Steinbruch am linken Steilufer des Pühajõe-Flusses (58)	3—42	24' 55"	2° 48' 24"
f	— —	Aufstieg der Landstrasse auf das linke Ufer des Pühajõe-Flusses	„	24' 52"	2° 48' 24"
g	— — 283	Steinbruch von Toila (59)	„	24' 32"	2° 48' 47"

49. Glint von Pühajõe-Voka

a	— —	alter Steinbruch am Glintrand östlich des Schlosses Oru (62)	3—43	25' 18"	2° 47' 01"
b	— *	Glintrand 0,2 km nw-lich des Gesindes Kalda	„	25' 16"	2° 46' 51"
c	— *	Steinbruch am Glintrand 0,3 km östlich von dem Gesinde Kalda (= 49d) . . . (63)	„	25' 13"	2° 46' 26"
d	135	Steinbruch am Glintrand 0,5 km östlich von dem Gesinde Kalda (63)	„	25' 11"	2° 46' 12"
e	— *	Steinbruch am Glintrand am Ostrand eines kleinen Wäldchens (= 49d) . . . (63)	„	25' 09"	2° 45' 55"
f	— 150	Glintrand 0,7 km nw-lich von Voka (= 49d) (64)	„	25' 05"	2° 45' 08"

50. Glint von Päite

a	— —	die Ufer des Künnapää-Baches nördlich der Landstrasse (65)	3—43	24' 34"	2° 42' 23"
b	— —	Steinbruch von Künnapää am Glintrand . . (66)	„	24' 53"	2° 42' 02"
c	— —	Glintrand bei dem aus Päite kommenden Wege . . (67)	„	24' 53"	2° 41' 31"
d	*	Glintrand 1,0 km östlich vom Steinbruch von Künnapää (= 47e + k) (68)	„	24' 53"	2° 40' 45"
e	*	Glintrand 2,5 km östlich vom Steinbruch von Künnapää (= 47e + k) (68)	„	24' 53"	2° 39' 40"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
<i>f</i>	{210	Glintrand 2,5 km westlich von der Schlucht Ukuorg (= $47e + k$) (68)	3—43	24' 55"	20 39' 08"
<i>g</i>	{175	Glintrand 1,7 km westlich von der Schlucht Ukuorg (= $47e + k$) (68)	„	24' 55"	20 38' 20"
<i>h</i>	*	Glintrand 1,0 km westlich von der Schlucht Ukuorg . (68)	„	24' 52"	20 37' 36"
<i>i</i>	— —	Schlucht Ukuorg bei Päite	„	24' 47"	20 36' 21"
<i>k</i>	— 50	Steinbruch bei der Windmühle im Dorf Päite . . (69)	„	24' 07"	20 39' 28"
<i>l</i>	— 50	Steinbruch 0,4 km östlich vom Dorf Vaivina (70)	4—43	23' 38"	20 39' 03"

51. Umgebung des Sötke-Flusses

<i>a</i>	{ 30	am Weg Sillamäe-Sötke, nördlich des nach Türsamäe abzweigenden Weges (= 51g) (71)	4—44	23' 19"	20 34' 33"
<i>b</i>	— *	Flussbett eines kleinen Baches am Weg Sillamäe-Sötke (= 51g) (72)	„	23' 13"	20 34' 40"
<i>c</i>	— *	kleiner Steinbruch westlich vom Weg (= 51g)	„	23' 21"	20 34' 40"
<i>d</i>	— 50	Steinbruch 0,4 km sw-lich vom Langevoja-Bach . . . (73)	„	23' 02"	20 34' 40"
<i>e</i>	{165	Flussbett und Wasserfall des Langevoja-Bach (= 51g) (74)	„	23' 07"	20 34' 15"
<i>f</i>	{ 69	rechtes Steilufer des Sötke-Flusses bei der Mühle Lehtmets (= 51g) (75)	„	22' 55"	20 33' 40"
<i>g</i>	{310 75	linkes Steilufer des Sötke-Flusses bei dem Gesinde Kallavälja (76)	„	22' 43"	20 34' 02"
<i>h</i>	— *	rechtes Steilufer des Sötke-Flusses zwischen der Landstrasse und der Eisenbahnbrücke	„	22' 32"	20 33' 56"
<i>i</i>	— * 100	vertieftes Flussbett des Sötke-Flusses oberhalb der Eisenbahnbrücke (= 51e) . (77)	„	22' 12"	20 33' 35"
<i>k</i>	— 120	Entwässerungsgraben westlich vom Dorf Türsamäe . . .	„	22' 10"	20 35' 36"

52. Glint von Kannuka-Utria

<i>a</i>	— —	Glintrand bei Kannuka . (78)	4—44	23' 43"	20 32' 40"
<i>b</i>	— —	auf der Landstrasse, etwas westlich von der griechisch-katholischen Kirche	„	23' 29"	20 32' 50"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
c	— —	auf dem zum Strande führenden Weg, östlich der Villen von Kannuka	4—44	23' 33"	20' 31' 32"
d	351 152	Steinbruch von Perjatsi, südlich der Landstrasse (79)	„	23' 09"	20' 31' 09"
e	— 50	Graben nördlich des Weges (= 51g)	„	23' 09"	20' 30' 54"
f	— *	Flussbett des das Dorf Perjatsi durchfließenden Baches in der Nähe des Gesindes Silla	„	22' 59"	20' 31' 29"
g	— —	alte Festungsbauten am Glintrand bei Perjatsi . . . (81)	„	23' 41"	20' 30' 10"
h	210	alte Festungsbauten zwischen den Gesinden Kolga und Paslpealse (= 51g) . (89)	„	23' 15"	20' 29' 51"
i	— —	Glintrand bei Pimestiku in der Nähe des Gesindes Kärsaugu (82)	„	23' 43"	20' 29' 08"
k	*	kleiner Steinbruch am Glintrand bei Pimestiku . . (83)	„	23' 45"	20' 28' 47"
l	— —	östlicher Teil des Glints von Pimestiku	„	23' 46"	20' 28' 28"
m	*	Glintrand bei Mummusaar (84)	„	23' 55"	20' 26' 28"
n	— —	alte Festungsbauten am Glintrand bei Mummusaar . . . (85)	„	23' 56"	20' 25' 23"
o	— —	die Ufer des Utria-Baches nördlich der Landstrasse (86)	„	23' 41"	20' 24' 28"
p	— —	Glintrand bei Utria westlich des Gesindes Hanelo . . (97)	3—45	24' 22"	20' 23' 05"
q	— *	alter Steinbruch von Repniku (102)	4—45	22' 30"	20' 23' 22"
r	— *	Graben am Weg zwischen Vaivara und Auvere	4—44	22' 05"	20' 25' 11"

53. Umgebung von Puhkuva

a	— 50	Terrassenstufe von Laagna 0,1 km nördlich des nach Utria führenden Weges	4—45	23' 51"	20' 21' 22"
b	— *	Terrassenstufe von Laagna 0,3 km nördlich des nach Utria führenden Weges	„	23' 58"	20' 21' 16"
c	— *	Terrassenstufe von Laagna 0,5 km westlich des Gesindes Nurga	3—45	24' 07"	20' 21' 05"
d	— *	Terrassenstufe von Laagna beim Gesinde Nurga	„	24' 09"	20' 20' 34"
e	— —	Glintrand von Puhkuva . (99)	„	24' 30"	20' 19' 52"
f	— 125	alter Steinbruch nördlich vom Weg Peetri-Meriküla . (100)	„	24' 34"	20' 19' 34"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
<i>g</i>	*	Graben am Weg Peetri-Meriküla, 0,7 km westlich vom Orasoja-Bach	3—45	24' 29"	2° 19' 16"
<i>h</i>	— —	Flussbett des Orasoja-Baches nördlich der Landstrasse (101)	„	24' 32"	2° 18' 35"
<i>i</i>	— —	rechtes Ufer des Orasoja-Baches am Glintrand . . .	„	24' 40"	2° 18' 17"
<i>k</i>	*	Graben am Weg Peetri-Meriküla, 0,6 km östlich vom Orasoja-Bach	„	24' 32"	2° 18' 05"
<i>l</i>	— 100	Steinbruch von Vodova resp. Peetri, südlich der Landstrasse (= 55b) (104)	„	24' 21"	2° 17' 09"
<i>m</i>	150	neuer Steinbruch von Peetri (= 55b)	„	24' 15"	2° 16' 56"

54. Umgebung vom Tõrvajõe- und Mustajõe-Bach

<i>a</i>	— —	Flussbett und Wasserfall des Tõrvajõe-Baches nördlich der Landstrasse . (105)	4—45	23' 55"	2° 14' 55"
<i>b</i>	130	Vertieftes Flussbett des Tõrvajõe-Baches südlich der Landstrasse (= 55b)	„	23' 41"	2° 15' 18"
<i>c</i>	— *	Graben am Weg Vanaküla—Soldina bei dem Gesinde Mummusaare (= 55b) (106)	„	23' 11"	2° 14' 44"
<i>d</i>	— *	Graben am Weg Vanaküla—Soldina (55b) . . . (106)	„	22' 36"	2° 15' 18"
<i>e</i>	— 32	im westlichen Teil des Dorfes Sundja, nördlich vom Weg (107)	„	22' 15"	2° 14' 10"
<i>f</i>	— 45	alter Steinbruch im Dorf Sundja (108)	„	22' 27"	2° 13' 09"
<i>g</i>	100	Steinbruch von Tõrvajõe, nördlich der Landstrasse (= 55b) (109)	„	23' 38"	2° 14' 22"
<i>h</i>	160	linkes Steilufer des Olgina-Baches nördlich der Landstrasse (= 55b) . . . (110)	„	23' 26"	2° 13' 30"
<i>i</i>	— 50	Steinbruch von Vanaküla (= 55b) (111)	„	23' 04"	2° 13' 33"
<i>k</i>	— } 78	Steinbruch in der Nähe des Gesindes Alliksaare (= 55b) (112)	„	23' 22"	2° 12' 42"
<i>l</i>	— —	Flussbett des Mustajõe-Baches nördlich der Landstrasse (113)	„	23' 32"	2° 12' 04"
<i>m</i>	60	Vertieftes Flussbett des Mustajõe-Baches südlich der Landstrasse (= 55b)	4—46	23' 12"	2° 11' 51"

1:	A L	3:	4:	5:	6:
55. Umgebung des Narva-Flusses in Narva					
<i>a</i>	— —	Graben nördlich der Landstrasse	4—46	23' 04"	2° 09' 42"
<i>b</i>	335 60	Steinbruch „Eesti“ im westlichen Teil der Stadt, nördlich der Eisenbahnlinie . .	„	22' 25"	2° 09' 24"
<i>c</i>	— 120 120	Steinbruch im westlichen Teil der Stadt südlich der Eisenbahnlinie (= 55 <i>b</i>)	„	22' 10"	2° 09' 05"
<i>d</i>	— 335 80	Steinbruch „Abeli“, im westlichen Teil der Stadt nördlich der Eisenbahnlinie (= 55 <i>b</i>)	„	22' 22"	2° 08' 51"
<i>e</i>	— —	linkes Steilufer des Narva-Flusses bei Joaoru, der sog. „Steinerne Tisch“	„	22' 15"	2° 07' 15"
<i>f</i>	— —	linkes Steilufer des Narva-Flusses bei Joaoru (116)	„	22' 10"	2° 07' 09"
<i>g</i>	— 150	linkes Steilufer des Joaoru am Anfang des Canyonals (= 55 <i>b</i>)	„	22' 07"	2° 07' 18"
<i>h</i>	335 60	alter Steinbruch am rechten Ufer des Narva-Flusses, südlich der Eisenbahnlinie (= 55 <i>b</i>) (117)	„	21' 56"	2° 07' 09"
<i>i</i>	— —	rechtes Steilufer des Narva-Flusses unterhalb der alten Festung „Jaanilinn“	„	22' 30"	2° 07' 09"
<i>k</i>	— —	alte Festungsbauten bei Lilienbach, nördlich der Stadt (119)	„	23' 28"	2° 06' 00"
<i>l</i>	— 100	Kanal von Kulg u (außerhalb der Übersichtskarte der Aufschlüsse) (118)	„	20' 40"	2° 09' 05"

Das Anstehende der Tallinna-Serie.

(Karte I)

Bevor wir zur Beschreibung der Profile der einzelnen Stufen übergehen, sollen noch einige Worte über die Lagerungsverhältnisse der Tallinna-Serie gesagt werden.

Auf Karte I ist das Anstehende der Tallinna-Serie wiedergegeben worden. Das Anstehende der in dieser Arbeit behandelten Aseri- und Lasnamäe-Stufe zusammengenommen deckt sich beinahe mit dem Anstehenden der Tallinna-Serie; da das Kartieren des Anstehenden bei der Feldarbeit nur als Nebenaufgabe neben den rein stratigraphischen Untersuchungen betrachtet wurde, ist es zur Zeit noch nicht möglich, das Anstehende der einzelnen Stufen einzutragen.

Wie man schon aus der Karte ersehen kann, bildet der Glint Nord-Estlands die *Nordgrenze* des Anstehenden der Tallinna-Serie, wobei grössere Vorsprünge nach Süden in den Glintbuchten zu verzeichnen sind. In diesen Buchten zieht sich auch das Anstehende der Aseri- und Lasnamäe-Stufe mehr nach Süden zurück, sodass an den genannten Stellen die grössten Differenzen zwischen dem Anstehenden der beiden genannten Stufen und der ganzen Tallinna-Serie bestehen. In mehreren Fällen, besonders in den westlichen Gebieten, reicht das Anstehende der Aseri- und Lasnamäe-Stufe bis an den Glintrand. Da der Verlauf des Glints sehr markant ist, lässt sich meistens der Verlauf der Nordgrenze des Anstehenden der Tallinna-Serie leicht feststellen; schwieriger ist die Sachlage in den Glintbuchten, wo erst detaillierte Kartierungsarbeiten zeigen werden, wie weit sich der Kalkstein in dem einen oder anderen Fall nach Süden zurückgezogen hat.

Im Gegensatz zur Nordgrenze trägt die Einzeichnung der Südgrenze auf der Karte einen viel provisorischeren Charakter. Einerseits ist das dadurch bedingt, dass die Quartärdecke nach Süden zu immer mächtiger wird und dort die Zahl der Aufschlüsse klein ist. Andererseits behandeln wir das Anstehende der Tallinna-Serie vom Anstehenden der Uhaku-Stufe gesondert, und ausserdem befindet sich zwischen dem letzteren und der Nordgrenze des Anstehenden der Kukruse-Stufe, wenigstens im Osten, das Anstehende einer über 10 m mächtigen Schichtengruppe, die bisher noch mangelhaft untersucht ist (s. S. 210). Es deckt sich also die Südgrenze des Anstehenden der Tallinna-Serie auf Karte I nicht mit der Nordgrenze der Kukruse-Stufe, wie auf den bisherigen Karten verzeichnet worden ist; diese Differenz ist im Osten grösser als im Westen, da im Osten zwischen der oberen Grenze der Tallinna-Serie und der unteren Grenze der Kukruse-Stufe ein Schichtenkomplex von rund 15 m eingeschoben ist, dessen Anstehendes einen recht breiten Gürtel darstellt.

Wie man auf der Karte sieht, ist die *Breite* des Anstehenden der Tallinna-Serie recht grossen Schwankungen unterworfen. In der Regel ist das Anstehende im Osten *breiter*, im Westen *schmäler*. Für diese Erscheinung wären zwei Ursachen zu nennen: erstens ist die Serie im Osten mächtiger als im Westen, und zweitens ist das Anstehende der Schichten dieser Serie im Osten nur zum geringeren Teil auf der steilen Glintwand auf-

geschlossen, im Westen dagegen ist die Serie stellenweise sogar in ihrer vollen Mächtigkeit an der Glinthwand entblösst (z. B. auf der Insel Väike-Pakri); in solchen Fällen ist die Breite des Anstehenden auf dem Kartenbild bis auf einen Strich reduziert. Die grösste Fläche des Anstehenden der Tallinna-Serie wird von der Lasnamäe-Stufe eingenommen, die die grösste Mächtigkeit besitzt und sich zugleich am wenigsten am Aufbau der steilen Glinthwand beteiligt. Die Schichten der Lasnamäe-Stufe bilden grösstenteils das ebene, schwach nach Süden geneigte Plateau der Glinthterrasse, auf dem an vielen Stellen nur eine sehr dünne Quartärdecke liegt, welche mit weiten Alvargebieten abwechselt.

Die Oberfläche des Untergrundes besitzt in den Grenzen des Anstehenden der Tallinna-Serie eine sehr verschiedene absolute Höhe; sie ist im allgemeinen um so höher, je nördlicher die Beobachtungspunkte liegen. In dieser Hinsicht sind keine exakten Beobachtungen im Feld angestellt worden, aber mit Hilfe der topographischen Karte 1:42000 bekommt man einen annähernden Überblick über die absoluten Höhen längs dem Glintrand: auf Osmussaar 5—6 m, auf Väike-Pakri 12 m, bei Pakerort 22 m, bei Suurupi 38 m, bei Suhkrumägi 46 m, bei Ülgasi 48 m, bei Ubari 42 m, bei Tsitri 46 m, bei Ilumäe 50—60 m, bei Karula 56 m, bei Kandle 64 m, bei Selja 58 m, bei Iiemägi 58—60 m, bei Saka 48 m, bei Ondika 54 m, bei Valaste 50 m, bei Toila 44 m, bei Pühajõe 45 m, bei Künnapõhja und Päite 40 m, bei Kannuka 28 m, bei Utria 28 m, bei Narva 25 m. Man sieht also, dass die absolute Höhe der Oberfläche des Untergrundes in den Grenzen der Tallinna-Serie im Westen schnell bis 40 m ansteigt (Tallinn), dann innerhalb eines weiten Gebietes zwischen 40 und 60 m schwankt, um östlich von Sõtke wieder weniger als 40 m zu betragen.

Da keine neuen Messungen der absoluten Höhen der einzelnen Stufengrenzen vorliegen, kann man auch keine genauen Angaben über das Streichen und Fallen der Schichten der Tallinna-Serie machen und muss sich an die Daten halten, die bezüglich der Lagerungsverhältnisse allgemein anerkannt werden: das Streichen der Tallinna-Serie ist im allgemeinen in ostwestlicher Richtung, das Fallen der Schichten ist auf ca. 15' nach Süden einzuschätzen, wobei man mit kleineren Schwankungen in der Richtung und Grösse des Fallwinkels rechnen muss. Ein allgemeiner Versuch, die absolute Höhe der unteren

Grenze der Aseri-Stufe zu verfolgen, bestätigt das eben über das Fallen und Streichen Gesagte. Es handelt sich um eine annähernde Höhenbestimmung vermittels der topographischen Karten 1:42000, wobei die absolute Höhe der unteren Grenze der Aseri-Stufe für die einzelnen Lokalitäten berechnet wurde; der Verlauf der so ermittelten Isohypsen der unteren Grenze der Aseri-Stufe ist in Karte I eingetragen worden. Da die Bestimmung der absoluten Höhen mittels der Karten erfolgte, so können die errechneten Höhen von den wirklichen etwas abweichen. Trotzdem scheint das allgemeine Bild über die Höhe der unteren Grenze der Aseri-Stufe richtig zu sein und eine Korrektur der Höhenbestimmungen würde nur Änderungen in den Details des Isohypsenverlaufs veranlassen.

Ein Blick auf Karte I mit den eingezeichneten Isohypsen der unteren Grenze der Aseri-Stufe zeigt, dass diese im allgemeinen die O—W-Richtung innehalten. Wenn man dabei (auf Karte 1:126000) 59°21' nördlicher Breite als Grundlinie im Auge behält, so sieht man, dass die Isohypsen etwas westlich von Saka um ein Geringes nach Norden abbiegen; diese Erscheinung lässt sich bis Joaveski verfolgen. Westlich von Joaveski kehren die Isohypsen wieder zu ihrer ursprünglichen O—W-Richtung zurück, um bei Pakerort wieder nach Norden abzubiegen. Diese Biegungen sind aber recht gering, und es ist schwer zu beurteilen, ob etwa Fehler bei den Höhenbestimmungen eine Rolle spielen, oder ob ein derartiger Verlauf der Isohypsen durch die schwachen, sehr flachen Verbiegungen des Untergrunds bestimmt wird.

Auch der Abstand zwischen den einzelnen Isohypsen schwankt mehr oder weniger stark; hier ist es ebenfalls schwer zu sagen, in welchem Masse jeweils Fehler bei der Bestimmung der absoluten Höhen oder wirkliche Änderungen des Fallwinkels für diese Schwankungen ausschlaggebend sind, um so mehr als diese sehr gering sind.

Trotzdem zeigen die Isohypsen deutlich genug die allgemeinen Lagerungsverhältnisse der unteren Grenzfläche der Aseri-Stufe und weisen darauf hin, dass das Streichen und Fallen der Schichten der Tallinna-Serie innerhalb des Areal des Anstehenden nicht absolut gleichbleibt, sondern dass kleinere Abweichungen anzunehmen sind, deren genauere Feststellung aber nur durch Detailarbeit möglich ist.

Die Aseri-Stufe.

Geschichtliches.

- = zum Teil Vaginatenkalk von Fr. Schmidt 1858.
- = im Osten das mittlere Drittel des unteren Teiles und im Westen der untere Teil (= die obere Linsenschicht) des Echinospaeritenkalkes (C_1) von Fr. Schmidt 1881.
- = im Westen C_{1a} von Fr. Schmidt 1897.
- = im Osten der obere Teil der Dubowiki-Formation, im Westen die ganze Dubowiki-Formation (C_{1a}) von P. Raymond 1916.
- = im Osten der obere Teil der Aseri-Stufe, im Westen die ganze Aseri-Stufe (C_{1a}) von H. Bekker 1922.
- = *Echinospaerites*-Zone resp. -Kalkstein von K. Orviku 1927, 1929, 1930.
- = im Osten der untere Teil des oberen Echinospaeritenkalkes (C_{1b}), im Westen der untere Echinospaeritenkalk (C_{1a}) von H. Scupin 1928.
- = $C_{1\beta}$ von A. Öpik 1930.

Die in dieser Arbeit als Aseri-Stufe beschriebenen Schichten sind schon vor mehr als 100 Jahren zum ersten Mal in der geologischen Literatur Estlands behandelt worden. So spricht Engelhardt 1830, S. 97, von dem „6—12 Zoll — Kalkstein, durch linsenförmigen gelben Thon-Eisenstein ausgezeichnet,“ als hangender Schicht der *Vaginatum*-Stufe bei Tallinn und in den westlicher gelegenen Gebieten. Weiter findet man Angaben über dasselbe Gestein bei Ed. v. Eichwald 1840: bei der Beschreibung eines Detailprofils in Tallinn bemerkt er, dass die *Vaginatum*-Stufe bedeckt ist „von einem Kalkstein mit vielen eisenähnlichen dunklen oder ockergelben ‚Thoneisensteinkörnern‘, deren Menge auf einigen Stellen sehr gross ist, das Gestein ist eher gelb als grau, die Fossilien fehlen“ (S. 33), und in der Arbeit vom Jahre 1844 nennt er die hangende Schicht der *Vaginatum*-Stufe „Kalkstein mit vielen linsenartigen Körnern des Thoneisensteins“ (S. 11).

A. O s e r s k i schreibt 1844, dass man im liegenden Teil des Fliesenkalks bei Tallinn und von hier aus nach Westen vorgehend an einigen Stellen (so bei Paldiski und Tiskre) linsenähnliche Toneisenkörner in grösseren oder kleineren Mengen finde; oft sei ihre Zahl so gross, dass der Kalkstein nur aus ihnen zu bestehen scheine. Auf Osmussaar fehle dieses Gestein (S. 192). Fr. S c h m i d t bemerkt 1858, dass in den mittleren Schichten des „eigentlichen Vaginatenkalkes“ in reichem Masse braune „Thoneisensteinlinsen“ vorhanden seien, welche als Leperditiien erkannt werden (S. 46). Diese Leperditienschicht sei durchgehend; nur auf Osmussaar sei sie nicht beobachtet worden (S. 47). In all diesen Fällen kann man im genannten Gestein aus West-Estland die nun zur Aseri-Stufe gerechneten Schichten wiedererkennen, allerdings wird diesem Gestein von keinem der angeführten Autoren ein selbständiger stratigraphischer Wert beigemessen.

A. K u p f f e r gibt 1870 in seiner Arbeit einige genauere Profilbeschreibungen der Tallinna-Serie. Die allgemeine Gliederung der Profile ist nach dem Vorbild von Fr. S c h m i d t 1858 durchgeführt worden; bei der Beschreibung der einzelnen Schichten der Profile hat A. K u p f f e r aber einige Detailangaben gemacht, die später grössere Bedeutung erlangt haben; er selbst hat diese Einzelheiten stratigraphisch nicht weiter verwertet. Wie aus seinen Profilbeschreibungen zu ersehen ist, spricht er im stratigraphischen Sinn nur von einem Leperditiienmergel, der sowohl bei Pakerort (S. 19), Lasnamägi (S. 17—18) als auch bei Pühajõe (S. 9—10) das Liegende des Vaginatenkalkes bildet; eigentlich ist der Leperditiienmergel bei Pühajõe älter, bei Pakerort und Lasnamägi aber jünger — es handelt sich um die Schichten, welche in den zwei letztgenannten Lokalitäten gegenwärtig zur Aseri-Stufe gezählt werden. Beim Profil von Ondika beschreibt A. K u p f f e r aber ausserdem noch zwei Niveaus, in welchen Ooide auftreten, und zwar das eine Niveau 5,55 m und das andere 9,35 m oberhalb der hangenden Grenze des Glaukonitkalksteins; von diesen gehört das erstere zu der Oolithen-Zone (K. O r v i k u 1927), das zweite zur *Echinospaerites*-Zone (K. O r v i k u 1927) resp. zur Aseri-Stufe, wie sie in der vorliegenden Arbeit dargestellt wird.

Recht gut charakterisiert werden die jetzt zur Aseri-Stufe gezählten Schichten von Fr. S c h m i d t 1881, und zwar als

„Schichten mit Echinospaeriten und *Asaphus latisegmentatus*“ (S. 25). Die beste faunistische Charakteristik dieser Schichten gibt Fr. Schmidt nach den Fossilien, die er aus dem Steinbruch „beim Dorfe Ari unter Karrol . . . , bei der kleinen isolierten Lostreiberstelle Paemurro“ mehrfach gesammelt hat; es ist eine Lokalität, die bisher noch nicht mit einem der von neuem untersuchten Aufschlüsse der Tallinna-Serie identifiziert werden konnte. In dieser Lokalität hat Fr. Schmidt „in einem meist mit Thoneisenlinsen angefüllten in dünnen Platten brechenden Kalk“ viele gut erhaltene Cephalopoden festgestellt, wie *Lituities teres* Eichw. und *undulatus* Quenst. sp., *Orthoceras cylindricum* Schm., *O. telum* Eichw., *O. regulare* Schl., *O. centrale* His.; von Trilobiten nennt er *Cheirurus exul* Beyr. und *Lichas tricuspida* Beyr. u. a. (S. 26). Den Cephalopodenreichtum der oberen Linsenschicht hebt Fr. Schmidt auch bei Jägala, oberhalb des Wasserfalls, hervor, „wo man im Flussbett die Orthoceren in allen Richtungen durcheinander liegen sieht; man könnte hier wie bei Karrol von einem obern Orthocerenkalk sprechen“ (S. 26). Bei Fr. Schmidt finden wir ausserdem noch einige Angaben über die Mächtigkeit der oberen Linsenschicht: bei Lasnamägi rund 1 m, bei Paldiski und auf Pakri ca. 0,3 m (S. 27).

In den folgenden Arbeiten wird die obere Linsenschicht schon immer als selbständige stratigraphische Einheit betrachtet. Man muss aber stets im Auge behalten, dass in den Profilen resp. Aufschlüssen der Tallinna-Serie, wo das Hangende der *Vaginatum*-Stufe als Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) ausgebildet ist (von Narva bis Aseri incl.), die letztere in den früheren Arbeiten als obere Linsenschicht bezeichnet worden ist; es sind also in der älteren Literatur metachrone Schichten als obere Linsenschicht angeführt worden (s. K. Orviku 1927, S. 17).

Einige neue Angaben über die Schichten, die jetzt zur Aseri-Stufe gezählt werden, finden wir bei G. Holm 1885. In seinen Profilen charakterisiert er die obere Linsenschicht folgendermassen:

Väike-Pakri	0,12	m mächtig	— obere Linsenschicht (S. 9).
Leetse u. Lepiku	0,28	„ „	— rauchgrauer Kalkstein mit kleinen Eisenoiden, zwei Schichten (0,16 + 0,12) (S. 7—8).

Lasnamägi	0,30+ m mächtig	— grauer Kalkstein mit Eisenooïden, die liegende Grenze sehr scharf (S. 7).
Jägala	0,30+ „ „	— grauer Kalkstein mit <i>Orthoceras Barrandei</i> Dew. (S. 6).
Saka	2,00 „ „	— rauchgrauer Kalkstein mit Eisenooïden (S. 4).
Narva	0,30—0,40 „ „	— grauer Kalkstein mit Eisenooïden (S. 2—3).

Aber auch bei G. Holm wird die Charakterisierung unbestimmter, sobald er die obere Linsenschicht des östlichen Gebiets beschreibt: die obere Linsenschicht wird nicht mehr von dem Echinospaeritenkalk (Fr. Schmidt 1881) getrennt (Profile von Päite und Aseri), während die von G. Holm als obere Linsenschicht bestimmten Schichten in Saka und Narva der Oolithenzone (K. Orviku 1927) der *Vaginatium*-Stufe entsprechen; allerdings gehört vielleicht der oberste Teil der 2 m mächtigen Schichten des Profils von Saka schon der Aseri-Stufe an. Die obere Grenze der oberen Linsenschicht wird von G. Holm (1885) als unscharf bezeichnet, da die die Schicht charakterisierenden Linsen allmählich in der Richtung des Hangenden verschwinden (S. 4).

Im Jahre 1897 bezeichnet Fr. Schmidt die obere Linsenschicht mit C_{1a} , ohne sie jedoch durch Detailangaben zu charakterisieren: „oft von kleinen Thoneisenlinsen überfüllt, besonders reich an zahlreichen Trilobiten, namentlich Asaphiden“ (S. 4).

Einen neuen Inhalt der jetzt als Aseri-Stufe zusammengefassten Schichten gibt P. Raymond (1916), der die betreffenden Schichten „Dubowiki formation (C_{1a})“ nennt und für Estland als charakteristischen Aufschluss dieser Schichten den Steinbruch von Aseri anführt (S. 196). Die obere Linsenschicht von Fr. Schmidt bildet nur einen Teil der Dubowiki-Formation, da P. Raymond zu dieser Formation z. T. auch noch diejenigen Schichten zählt, welche Fr. Schmidt als C_{1b} bezeichnet. Das Gesagte gilt nur für Ost-Estland, wo P. Raymond für die Dubowiki-Formation zwei Detailprofile anführt — Aseri und Ondika (S. 276 u. 277). Eine eingehende Betrachtung die-

ser Profile zeigt, dass der untere Teil der P. Raymond'schen Dubowiki-Formation (im Profil von Aseri die Schicht 13 und im Profil von Ondika die Schicht 10) der Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) entspricht; der Aseri-Stufe (im Sinn der vorliegenden Arbeit) entspricht in Ost-Estland nur der obere Teil der P. Raymond'schen Dubowiki-Formation — im Profil von Aseri die Schicht 14 und im Profil von Ondika die Schicht 11.

In West-Estland, wo die Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) fehlt, resp. wo die Mächtigkeit der Aseri-Stufe gering geworden ist, wird die obere Linsenschicht von P. Raymond in seinen Detailprofilen angeführt: — in Tallinn in einer Mächtigkeit von 35 cm und in Pakerort in einer Mächtigkeit von 25 cm (S. 278); sie wird aber der hangenden Reval-Formation zugezählt: die obere Linsenschicht im Westen gehört "at the base of the Reval formation instead of the Dubowiki" (S. 196), für sie gilt auch eine weitere Äusserung P. Raymond's: "is a tangential formation and represents the invading base of the Wierland group" (S. 196). Somit hat P. Raymond in West-Estland einen Hiatus zur Zeit seiner Dubowiki-Formation angenommen.

Die Charakterisierung der Dubowiki-Formation in Estland wird von H. Bekker (1922) akzeptiert, nur die Benennung der Stufe geändert: statt Dubowiki wird Aseri vorgeschlagen, und dieser Name ist für die in Frage kommenden Schichten bis heute neben der der Fr. Schmidt'schen Bezeichnungsweise gebraucht. H. Bekker (1923) betont, dass die Aseri-Stufe in West-Estland, nämlich in Paldiski, wenn auch in geringer Mächtigkeit, so doch immerhin als Oolithenschicht ausgebildet ist (S. 33). Es bleibt aber unklar, ob H. Bekker damit den von P. Raymond angeführten Hiatus zur Zeit der Dubowiki-Formation in West-Estland einer Revision unterzogen hat, oder ob nur betont werden soll, dass die obere Linsenschicht (Fr. Schmidt 1881) als bestimmte Gesteinsschicht hier keine Unterbrechung erfährt. Es muss auch bemerkt werden, dass H. Bekker's C_{1a} sich nicht mit Fr. Schmidt's (1897) C_{1a} deckt.

H. Scupin bezeichnet 1928 die obere Linsenschicht — C_{1a} (Fr. Schmidt 1897) als „unteren Echinospaeritenkalk“ oder „*Platyurus*-Kalk“ (S. 70, 78), wobei er hervorhebt, dass er nur die ooidenführenden Schichten ohne *Echinospaerites aurantium* so nennt, nicht aber den unteren Teil des Echinospaeritenkalks — C_{1b} (Fr. Schmidt 1897), wie es P. Raymond

1916 getan hat (S. 70). Weiter betont er, dass es vom stratigraphisch-paläontologischen Standpunkt aus richtiger wäre, den unteren Echinospaeritenkalk (H. Scupin 1928) zu B_3 (Fr. Schmidt 1881) zu zählen (S. 78). Er spricht ferner die Ansicht aus, dass es in Zukunft vielleicht möglich sein werde, den unteren Teil seiner C_{1b} als eine neue mittlere Stufe abzutrennen, die zusammen mit seinem „unteren Echinospaeritenkalk“ der Dubowiki-Formation (P. Raymond 1916) entsprechen könnte. Leider führt aber H. Scupin nicht das Tatsachenmaterial an, das ihn zu diesen Schlüssen geführt hat. Auf Grund des Gesagten lässt sich feststellen, dass der „untere Echinospaeritenkalk“ (H. Scupin 1928) aus Ost-Estland der Oolithen-Zone (K. Orviku 1927), die vermutete mittlere Stufe des C_{1b} (H. Scupin 1928) dagegen allem Anschein nach der *Echinospaerites*-Zone (K. Orviku 1927) resp. der Aseri-Stufe entspricht.

A. Öpik bezeichnet 1927 die der Aseri-Stufe zukommenden Schichten aus West-Estland als obere Linsenschicht, die auf Väike-Pakri 12 cm, auf Suur-Pakri 08 cm mächtig ist und auf Osmussaar vollständig fehlt (S. 34); die obere Linsenschicht wird noch ins Mittel-Ordovizium einbezogen.

Zum ersten Mal wird die Aseri-Stufe, in den durch die vorliegende Arbeit gegebenen Grenzen, von K. Orviku (1927) unter dem Namen *Echinospaerites*-Zone charakterisiert. Dabei werden zu dieser Zone die Schichten gerechnet, die Fr. Schmidt beim Purtse-Fluss als „Schichten mit Echinospaeriten“ (1881, S. 25) von den anderen getrennt hat, ohne sie jedoch sediment-petrographisch näher zu beschreiben; der *Echinospaerites*-Zone entsprechen auch die Schichten, die P. Raymond 1916 als obersten Teil der Dubowiki-Formation bezeichnet hat (s. Vergleichstabelle K. Orviku 1927, S. 23—24). Ausser den charakteristischen Merkmalen der Zone wird in dieser Arbeit ein vorläufiger Vergleich der früheren Versuche der Einteilung dieser Schichten gegeben, es werden auch einige Detailprofile aus Ojaküla, Aseri, Purtse, Martsa und Sötke angeführt (S. 11—17). Als sehr gutes Leitniveau wird die untere Grenze der Zone hervorgehoben, welche als sehr deutliche und eigentümliche Diskontinuitätsfläche ausgebildet ist (S. 13—14). Da, von den untersten Schichten angefangen, innerhalb der ganzen Zone *Echinospaerites aurantium* Gyll. zu finden ist, wird sie als *Echi-*

nosphaerites-Zone bezeichnet (S. 15). Schon in dieser Arbeit wird eine Dreiteilung der Zone durchgeführt (S. 14—15), an der auch weiterhin — K. Orviku 1927^{II}, S. 10, 1929, S. 12 u. 31 — festgehalten wird:

Endoceras-Kalkstein = ooidenreicher Cephalopoden-Kalkstein.

Echinosphaerites-Kalkstein = dünnschichtiger Kalkstein mit vielen Echinosphaeriten.

Asaphus- resp. Asaphiden-Kalkstein = dickbankiger Kalkstein mit vielen Fossilienfragmenten.

Diese Dreiteilung gilt im Osten nur bis Aseri (incl.); von hier aus nach Westen zu ist die Zone schon unvollständig ausgebildet.

Über die horizontale und vertikale Verbreitung von *Echinosphaerites aurantium* Gyll. innerhalb der Zone findet man Angaben bei K. Orviku 1927^{II}, wo auch zum ersten Mal die einzelnen Teile der Zone als *Asaphus*-, *Echinosphaerites*- und *Endoceras*-Kalkstein bezeichnet werden.

Bei K. Orviku 1929 wird das Profil der Zone vom Purtsel-Fluss erneut wiedergegeben und sowohl diese Zone als auch ihre einzelnen Teile von neuem charakterisiert (S. 11—12).

K. Orviku gibt 1930 zum ersten Mal ein aus West-Estland stammendes Profil der *Echinosphaerites*-Zone — das Profil aus dem Bohrloch von Lagedi, wobei betont wird, dass hier die beiden unteren Teile der Zone — der *Asaphus*- und der *Echinosphaerites*-Kalkstein — schon ausgekeilt sind, und dass dementsprechend die Zone hier bloss vom Cephalopoden-Kalkstein gebildet wird (S. 8).

In seiner stratigraphischen Tabelle des estländischen Ordoviziums bezeichnet A. Öpik (1930) die *Echinosphaerites*-Zone mit C_{1β}.

Die Beschreibung der Detailprofile der Aseri-Stufe.

(Profiltafel I, II und III)

1 d. Osmussaar.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 140*).

Aseri-Stufe = 10):**

- 10 unten — mergeliger, grauer, dünn-schichtiger, oben — dichter, hellgrauer Sandkalkstein mit ziemlich wenigen kleinen pyritischen Ooiden (426***), 427).

~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

### 2 c. Suur-Pakri.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

**Aseri-Stufe = 12:**

— ebene Diskontinuitätsfläche.

- 02 grünlichgrauer, mergeliger Sandkalkstein mit vielen kleinen weissen Ooiden.  
~~~~ Diskontinuitätsfläche.
- 05 grauer, unten (02 cm) mergeliger und dunklerer, oben (03 cm) dichter, hellerer Sandkalkstein mit ziemlich grossen weissen Ooiden und mit häufigen Cephalopoden.
- 05 dunkelgrauer, mergeliger Sandkalkstein mit vielen weissen Ooiden.
~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.  
Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

### 3 n. Väike-Pakri.

- 07 gelblichgrauer, dickbankiger (eine Schicht), harter, kristallinischer Kalkstein mit einzelnen weissen Ooiden in der Nähe der unteren Grenzfläche (422).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 141).

**Aseri-Stufe = 12:**

— ebene typische Diskontinuitätsfläche mit Vertiefungen.

- 05 heller, grünlichgrauer, mergeliger, leicht verwitternder Sandkalkstein mit zahlreichen kleinen weissen Ooiden.
- 02 heller, grünlichgrauer, dichter Sandkalkstein mit vielen kleinen weissen Ooiden (425).  
~~~~ Diskontinuitätsfläche (423).
- 02 bräunlichgrauer, dichter Sandkalkstein mit zahlreichen ziemlich grossen pyritischen Ooiden.

*) Prof. S. 140 — Profilbeschreibung S. 140.

**) Die Mächtigkeit der Schichten ist überall in cm angegeben.

***) Die Katalognummer der lithologischen Sammlung der Tallinna-Serie.

- 03 bräunlichgrauer, mergeliger, leicht verwitternder Sandkalkstein mit zahlreichen ziemlich grossen pyritischen Ooiden (424).

~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

#### 4 a. Uuge.

grauer, feinkristallinischer, dichter Kalkstein (486), dessen untere 04 cm noch einzelne weisse Ooide und einzelne Quarzkörner (412) enthalten.

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

**Aseri-Stufe = 14:**

— stark ausgebildete, dunkle Diskontinuitätsfläche.

- 06 heller, grünlichgrauer, mergeliger Sandkalkstein mit kleinen weissen Ooiden, deren Zahl unten grösser ist, nach oben zu aber abnimmt (413, 414).

~~~~ schwache Diskontinuitätsfläche.

- 08 grauer Sandkalkstein, unten mergeliger, oben dichter werdend, mit zahlreichen mittelgrossen pyritischen Ooiden (415, 416).

— ebene typische Diskontinuitätsfläche mit Vertiefungen.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

4 d. Paldiski.

— grauer, dünnschichtiger, feinkristallinischer Kalkstein.

- 07 hellgrauer, feinkörniger, dichter Kalkstein (eine Schicht) mit einzelnen weissen Ooiden und einzelnen Quarzkörnern (418).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 33:

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- 03 grauer, mergeliger, leicht verwitternder Kalkstein mit vielen Quarzkörnern an seiner unteren Grenze und mit häufigen kleinen weissen Ooiden (417).

~~~~ scharfe Diskontinuitätsfläche.

- 15 grauer, feinkörniger Kalkstein, im oberen Teil mergeliger. In der ganzen Schicht findet man Eisenoide; unten sind sie reichlicher und werden nach oben zu spärlicher; an der oberen Grenze spärliche weisse Ooide. In der ganzen Schicht zahlreiche Quarzkörner (419).

~~~~ scharfe und deutlich sichtbare Diskontinuitätsfläche mit zahlreichen Cephalopoden.

- 15 grauer, feinkörniger Kalkstein, der unten mergelig beginnt und nach oben zu dicht wird. In der Schicht viele grosse Eisenoide und Quarzkörner, besonders reichlich aber im alleruntersten Teil (420).

~~~~ typische Diskontinuitätsfläche (240).

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

5 b. Pakerort.

- 60+ grauer, feinkristallinischer, dichter, dolomitischer Kalkstein mit dünnen Mergelzwichenschichten.

- 06 grauer, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein (eine Schicht).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 14:

- 08 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein mit wenigen Quarzkörnern und mit recht spärlichen weissen Ooiden.
 06 grauer, mergeliger Kalkstein mit Quarzkörnern und weissen Ooiden.
 — ebene Diskontinuitätsfläche mit Vertiefungen.
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

6 c. Leetse.

- grauer, feinkristallinischer Kalkstein (485).
 ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 10 dunkelgrauer, feinkristallinischer Dolomit, der einzelne weisse Ooide enthält (408).  
 = Hangendes: *L a s n a m ä e*-Stufe.

**Aseri-Stufe = 22:**

- ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 02 grauer, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein mit ziemlich kleinen weissen Ooiden, Pyritkristallen und recht vielen Quarzkörnern (409).  
 ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 02 grauer, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein mit ziemlich kleinen Eisenoiden; an der unteren Grenze auch weisse Ooide und recht viele Quarzkörner.
 08 grauer, mergeliger, dolomitischer Kalkstein mit zahlreichen ziemlich kleinen Eisenoiden (410).
 ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 10 weisslichgrauer, unten mergeliger, nach oben dichter werdender Kalkstein mit grossen, aber nicht zahlreichen Eisenoiden (411).  
 — ebene Diskontinuitätsfläche, deren Vertiefungen mit grauem Oolithkalkstein gefüllt sind.  
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

**7 c. Lahepere.**

- ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 04 grauer, feinkristallinischer Kalkstein mit einzelnen kleinen weissen Ooiden.  
 = Hangendes: *L a s n a m ä e*-Stufe.

**Aseri-Stufe = 35:**

- ~~~~ Diskontinuitätsfläche.  
 12 grauer Kalkstein, bei dem der untere Teil mergeliger, der obere dagegen dichter ist. Unten — viele ziemlich kleine Eisenooide, deren Zahl nach oben zu geringer wird; im oberen Drittel der Schicht werden sie durch weisse Ooide ersetzt.  
 ~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.  
 23 weisslichgrauer Kalkstein, unten mergelig, nach oben zu dichter werdend mit wenigen grossen Eisenoiden.
 — ebene Diskontinuitätsfläche mit Vertiefungen, die mit grauem, ooidenführendem Kalkstein gefüllt sind (234).
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

II a. Türisalu.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe = 300 +

Aseri-Stufe = 22:

~~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- 12 grauer Kalkstein, unten mergeliger, oben dichter werdend; enthält ziemlich kleine weisse Ooide, deren Zahl nach oben zu geringer wird.  
~~~~~ eisenoxydreiche Diskontinuitätsfläche.
- 10 grauer Kalkstein, unten mergeliger, oben dichter werdend; im unteren Teil viele ziemlich kleine Eisenooide, deren Zahl oben geringer wird.
~~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

**II g. Telinõmme.**

- grauer, feinkristallinischer, dichter Kalkstein, in dessen unteren dunkelgrauen Schichten noch einzelne weisse Ooide anzutreffen sind.  
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 142).

**Aseri-Stufe = 46:**

~~~~~ schwache Diskontinuitätsfläche.

- 15 grauer, kristallinischer (eine Schicht) Kalkstein mit ziemlich kleinen weissen Ooiden, deren Menge unten gross ist, oben aber geringer wird. In den untersten cm gibt es noch Eisenooide, die aber bald durch weisse Ooide ersetzt werden (404).
- 07 dunkelgrauer, mergeliger Kalkstein mit ziemlich kleinen Eisenooiden (405).
~~~~~ starke eisenoxydreiche Diskontinuitätsfläche.
- 24 grauer Kalkstein mit vielen grossen Eisenooiden und wenigen Quarzkörnern (406, 407).  
~~~~~ bis 3 cm tiefe typische Diskontinuitätsfläche (217).
- Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

II c. Liikva.

- 155+ grauer, feinkristallinischer, dichter, dickbankiger (bis 10 cm) Kalkstein, in dessen obersten Schichten Roströhren auftreten; nahe der untersten Grenze sind einzelne weisse Ooide zu finden (483, 484).
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 38:

~~~~~ schwache Diskontinuitätsfläche.

- 21 grauer, im unteren Teil dunkelgrauer, feinkörniger, dichter Kalkstein; die unteren 15 cm enthalten ziemlich kleine Eisenooide, höher oben trifft man nur weisse Ooide, deren Zahl in der Richtung von unten nach oben abnimmt.  
~~~~~ eisenoxydreiche Diskontinuitätsfläche.
- 17 dunkelgrauer, im unteren Teil mergeliger Kalkstein mit zahlreichen grossen Eisenooiden und einer grossen Menge Quarzkörner, die unmit-

telbar über der unteren Grenze der Schicht besonders zahlreich sind (402, 403, 208).

~~~~ typische Diskontinuitätsfläche, deren Vertiefungen mit grauem Kalkstein gefüllt sind, der seinerseits einzelne weisse Ooide und viele recht grosse Quarzkörner enthält.

Liegendes: *Vaginatum*-Kalkstein.

### 15 c. Kallaste.

110 grauer, dickbankiger, feinkristallinischer Kalkstein, dessen unterste Schicht als dolomitischer Kalkstein mit einzelnen weissen Ooiden ausgebildet ist (481, 482).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 143).

Aseri-Stufe = 55:

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

15 grauer, dichter, feinkörniger dolomitischer Kalkstein mit ziemlich kleinen weissen Ooiden und Pyritkristallen (396).

10 grauer, feinkörniger, dichter Kalkstein mit vielen verhältnismässig kleinen Eisenooïden (397, 394).

~~~~ bis zur Tiefe von 2 cm eindringende Diskontinuitätsfläche.

08 dunkelgrauer, dichter Kalkstein, in dessen unterem Teil zahlreiche grosse Eisenooïde auftreten, deren Zahl nach oben zu abnimmt (398, 399).

~~~~ schwach ausgebildete eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

14 hellgrauer Kalkstein mit ziemlich seltenen, aber grossen Eisenooïden; das mittlere Drittel der Schicht mergelig, verwittert leicht (395, 400).

~~~~ schwach ausgebildete eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

08 dunkelgrauer, dichter Kalkstein mit zahlreichen Eisenooïden und seltenen kleinen Quarzkörnern (401).

~~~~ typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche, von der aus bis zu 10 cm tiefe Grabgänge herunterreichen.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

21 b. Lasnamägi.

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

15 dunkelgrauer, feinkristallinischer, dolomitischer Kalkstein (1 Schicht), in dessen unterem Teil einzelne weisse Ooide auftreten.

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 144).

Aseri-Stufe = 50:

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

05 grauer, feinkristallinischer, dichter Kalkstein mit vielen kleinen weissen Ooiden (389).

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

10 hellgrauer, mergeliger Kalkstein mit zahlreichen kleinen Eisenooïden; unmittelbar über der unteren Grenzfläche ist die Schicht besonders mergelreich (390).

~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

- 17 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, in dessen unterem Teil viele grosse Eisenooide auftreten; ihre Zahl nimmt nach oben zu rasch ab. Im oberen Teil findet man auch weisse Ooide (391, 388).
- 13 hellgrauer, feinkörniger Kalkstein; die unteren 03 cm sind mergeliger, während die oberen 10 cm aus dichtem Kalkstein bestehen. Es treten ziemlich reichlich mittelgrosse Eisenooide auf.
- ~~~~ Diskontinuitätsfläche.
- 05 grauer, mergeliger Kalkstein mit zahlreichen kleinen Eisenooiden (392, 393), im unteren Teil auch pyritische Ooide.
- ~~~~ typische Diskontinuitätsfläche (148, 149, 150, 151), von der bis 10 cm tiefe Grabgänge ausgehen.
- Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

21 e. Lasnamägi.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 57:

- 27 grauer Kalkstein, unten mergelig, mit vielen kleinen Eisenooiden, die 10 cm oberhalb der unteren Grenze durch weisse Ooide ersetzt werden; die Zahl der letzteren nimmt schnell ab, und die obersten 07 cm scheinen ooidenfrei zu sein.
- ~~~~ Diskontinuitätsfläche, von der aus eisenoxydhaltige Grabgänge bis zu 08 cm tief ins Liegende eindringen.]
- 30 grauer Kalkstein mit grossen Eisenooiden; die untersten 06 cm sind sehr mergelig, das gilt besonders für die obere Hälfte (03—06 cm) dieser 06 cm. Der Profilabschnitt vom 15.—18. cm (von der unteren Grenzfläche aus gerechnet) ist besonders ooidenreich, von da an nimmt aber die Zahl der Ooide rasch ab, und in den obersten cm findet man nur noch vereinzelt Ooide. Oberhalb der unteren Grenzfläche tritt stellenweise ein mergeliger Kalkstein mit sehr vielen kleinen Ooiden auf, der eine Mächtigkeit bis zu 2 cm erreicht.
- typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche, von welcher bis zur Tiefe von 10 cm vordringende Grabgänge ausgehen; diese sind teils mit hellem Kalkstein gefüllt, der kleine vereinzelt oder angehäuften Phosphatknollen enthält.
- Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

21 k. Subkrumägi.

- 120 + dunkelgrauer, kristallinischer, dickbankiger (bis 10 cm) Kalkstein, in dessen unteren 05 cm einzelne weisse Ooide auftreten.
- = Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 69:

- 12 grauer, feinkristallinischer Kalkstein, in dessen unteren 02 cm nur Eisenooide auftreten; weiter oben werden diese durch weisse Ooide ersetzt, deren Zahl nach oben zu abnimmt; die obersten 05 cm sind fast ooidenfrei. Die Ooide sind ziemlich klein (384).
- 08 grauer, mergeliger Kalkstein mit zahlreichen mittelgrossen Eisenooiden (383).
- ~~~~ scharfe violettgraue Diskontinuitätsfläche.

- 25 grauer, dichter Kalkstein mit grossen Ooiden, deren Menge innerhalb der unteren 05 cm gross ist, nach oben zu aber geringer wird, während die obersten 07 cm fast ooidenleer sind (385, 386).
 ~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 20 grauer Kalkstein mit recht häufigen Eisenooïden. Die unteren 06 und die obersten 10 cm sind dichter und feinkristallinischer, die mittleren 04 cm sind mergeliger und enthalten im allgemeinen weniger Ooide.  
 ~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 04 grauer, mergeliger Kalkstein mit vielen kleinen Eisenooïden (387).
 ~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.  
 Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

#### 24 c. Iru.

70+ ziemlich dunkelgrauer, feinkörniger bis feinkristallinischer Kalkstein (468, 469, 470).

Hangendes: L a s n a m ä -Stufe (Prof. S. 145).

#### Aserl-Stufe = 81:

- ~~~~ dunkle Diskontinuitätsfläche.
- 11 dunkelgrauer, feinkörniger, harter Kalkstein, in dessen unterem Teil sowohl Eisen- als auch weisse Ooide vorkommen; im oberen Teil findet man nur weisse Ooide, deren Zahl nach oben zu immer geringer wird. Die Ooide sind klein (369).  
 ~~~~ Diskontinuitätsfläche.
- 12 dunkelgrauer, feinkörniger Kalkstein mit mergeligen Zwischenschichten; besonders mergelig ist der untere Teil der Schicht. Ziemlich kleine Eisenooide treten in der ganzen Schicht reichlich auf (370).
 ~~~~ scharfe eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 40 dunkelgrauer, dichter, dickbankiger Kalkstein. Der im unteren Teil mergeligere Kalkstein wird nach oben zu mergelärmer, dichter und feinkristallinischer. Die obersten 05 cm enthalten Eisenoxyd. Im unteren Teil treten viele grosse Eisenooide auf, deren Zahl nach oben zu geringer wird; die obersten 30 cm sind mit Ausnahme einzelner kleiner weisser Ooide ooidenfrei (1064, 371, 372, 373, 376).
- 15 hellgrauer Kalkstein mit recht zahlreichen mittelgrossen Eisenooïden, die von einer kristallinischen Kruste überzogen sind. Im unteren (02) und im oberen (08) Drittel härter, im mittleren Drittel (05) mergeliger (374, 375, 124, 123).  
 ~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 03 grauer, mergeliger Kalkstein mit sehr vielen kleinen Eisenooïden.
 ~~~~ Diskontinuitätsfläche.
- bis 03 hellgrauer Kalkstein mit einzelnen grossen, weissen Ooiden und dunkelgrauer Kalkstein mit zahlreichen Glaukonitkörnern und einzelnen weissen Ooiden (s. S. 101 u. Taf. XXXIII, 5) als Schichtfragmente in den Gruben der liegenden Diskontinuitätsfläche.  
 ~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.  
 Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

22 a. Viimsi.

- 70+ grauer, dünn-schichtiger Kalkstein mit Mergelzwichenschichten.
 80 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, dickbankig und eisenoxydhaltig.
 = Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aserl-Stufe = 90:

- 04 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, in dessen unterem Teil kleine Eisenooide auftreten, während im oberen Teil in geringer Zahl weisse Ooide zu finden sind.
 06 grauer, sehr mergeliger Kalkstein mit vielen kleinen Eisenoiden.
 — scharfe, dunkle Diskontinuitätsfläche.
 60 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein; im unteren Teil (10 cm) sehr viele grosse Eisenooide, deren Zahl nach oben zu schnell abnimmt.
 — Diskontinuitätsfläche.
 20 grauer Kalkstein, dessen mittlerer Teil sehr mergelig ist. In der ganzen Schicht ziemlich viele grosse Eisenooide; besonders zahlreich sind diese im untersten Teil.
 — typische Diskontinuitätsfläche.
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

26 b. Kallavere.

- 70+ dunkelgrauer bis bräunlichgrauer, feinkristallinischer, dünn-schichtiger (bis 07 cm), dolomitischer Kalkstein (574).
 Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aserl-Stufe = 67+:

- 05 grauer, kristallinischer, dolomitischer Kalkstein mit zahlreichen ziemlich kleinen weissen Ooiden.
 03 gelblichgrauer Mergel.
 50 grauer, dichter, feinkörniger und dünn-schichtiger (bis 07 cm), eisenoxydhaltiger Kalkstein mit zahlreichen Cephalopoden.
 09+ grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, in dessen liegendem Teil viele grosse Eisenooide vorkommen, während der obere Teil nur einzelne weisse Ooide führt.

28 a. Jägala.**Aserl-Stufe = 62+:**

- 15+ grauer, dichter, feinkörniger und dünn-schichtiger (bis 05 cm), leicht eisenoxydhaltiger Kalkstein; in den unteren 15 cm treten viele Cephalopoden auf (365).
 17 im unteren Teil (08 cm) dunkelgrauer, mergeliger Kalkstein mit zahlreichen grossen Eisenoiden; darüber nach oben zu dichter und heller werdender Kalkstein, der in seinen unteren 06 cm noch Eisenooide enthält, während oben (03 cm) nur noch immer seltener werdende weisse Ooide auftreten (366) (= die Schicht 09+ im Profil von Kallavere (26b)).
 — eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche mit zahlreichen Cephalopoden.

- 30 grauer, dichter, feinkörniger und dünnschichtiger (bis 04 cm) Kalkstein, unten mit Eisenooïden, im mittleren Teil mit weissen Ooiden und in den obersten 10 cm mit Glaukonitkörnern und zahlreichen Echinospaeriten (367, 368).

~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

### 29 g. Ubarl.

- 155+ grauer, feinkörniger, dichter und dünnschichtiger (bis 08 cm) Kalkstein (471).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

**Aseri-Stufe = 133:**

- 17 dunkelgrauer, dichter, feinkörniger und dünnschichtiger Kalkstein mit kleinen Eisenooïden (360).

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- 54 grauer, dichter, feinkörniger und dickbankiger (bis 10 cm), leicht eisenoxydhaltiger Kalkstein, in dessen unteren 07 cm noch weisse Ooide auftreten (361).

- 24 die unteren 05 cm mergeliger, weiter oben grauer, dichter und dünnschichtiger Kalkstein, der unten viele, oben weniger zahlreiche ziemlich grosse Eisenooide enthält (362).

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- 31 grauer, dichter und feinkörniger, dickbankiger (bis 10 cm) Kalkstein mit zahlreichen kleinen Glaukonitkörnern und Echinospaeriten (363).

- 07 grauer, dichter und feinkörniger Kalkstein mit zahlreichen weissen Ooiden, deren Menge nach oben zu geringer wird (364).

~~~~ violettgraue typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

Bohrloch von Kluu.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 138:

~~~~ schwache, aber dennoch deutliche Diskontinuitätsfläche.

- 27 (7,53—7,80\*) im unteren Teil mergeliger, nach oben zu immer dichter werdender grauer, feinkörniger Kalkstein; unten zahlreiche Eisenooide, die im oberen Teil schnell an Zahl abnehmen und durch weisse Ooide ersetzt werden.

~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

- 70 (7,80—8,50) grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, dessen untere 25 cm stark mergelig sind und viele ziemlich grosse Eisenooide enthalten; in den folgenden 25 cm nimmt ihre Zahl ab, und die obersten 20 cm sind vollständig ooidenfrei und zugleich auch am dichtesten.

~~~~ violettgraue Diskontinuitätsfläche.

\*) die Bohrlochtiefe in m.

- 14 (8,50—8,64) grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein mit wenigen kleinen Glaukonitkörnern und mit violettgrauen Diskontinuitätsflächen auf der Höhe von 1.5, 2.5, 4.0, 6.5 und 8.0 cm unterhalb der oberen Grenze der Schicht.  
 ~~~~ tief eindringende, violettgraue Diskontinuitätsfläche.
- 07 (8,64—8,71) dunkelgrauer, feinkörniger Kalkstein mit wenigen Glaukonitkörnern und zahlreichen Cephalopoden.
 ~~~~ tief eindringende, violettgraue Diskontinuitätsfläche.
- 20 (8,71—8,91) grauer, feinkörniger Kalkstein mit mergeligen Schichtflächen und wenigen Glaukonitkörnern; in den unteren 05 cm findet man viele weisse Ooide.  
 ~~~~ violettgraue Diskontinuitätsfläche mit bis zu 2 cm tiefen Vertiefungen.  
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

Bohrloch von **Ubjä**.

Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 145).

Aseri-Stufe = 200:

- ~~~~ violettgraue Diskontinuitätsfläche.
- 33 (31,12—31,45) grauer Kalkstein, unten mergeliger, nach oben zu dichter und feinkörniger. Unten viele kleine Eisenooide, die nach oben zu durch an Zahl abnehmende weisse Ooide ersetzt werden; die obersten cm der Schicht sind nahezu ooidenfrei.
 ~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche mit bis zu 2 cm tiefen Vertiefungen.
- 13 (31,45—31,58) grauer, mergeliger Kalkstein mit kleinen Eisenooiden, deren Zahl unten gross ist, nach oben zu abnimmt.  
 ~~~~ schwache eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 42 (31,58—32,00) grauer, mergeliger Kalkstein mit kleinen Eisenooiden, die in den unteren 05 cm reichlich, höher oben aber weniger zahlreich vertreten sind.
- 30 (32,00—32,30) grauer Kalkstein mit mittelgrossen Eisenooiden; deren Zahl ist in den unteren 10 cm gross, wird nach oben zu aber geringer.
 ~~~~ eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.
- 42 (32,30—32,72) grauer Kalkstein mit wenigen kleinen Eisenooiden; am dichtesten liegen sie in dem Teil der Schicht, der 26 bis 36 cm unterhalb der oberen Grenze liegt.  
 ~~~~ violettgraue Diskontinuitätsfläche.
- 40 (32,72—33,12) grauer Kalkstein mit violettgrauen Diskontinuitätsflächen 08, 11, 15, 23 und 25 cm unterhalb der oberen Grenze.
 ~~~~ tiefeingreifende typische Diskontinuitätsfläche.  
 Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

## 39 a. Ojaküla.

- 133+ grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit Eisenoxydkörnern (449).  
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

## Aseri-Stufe = 166:

- 17 grauer Kalkstein mit Eisenooïden, im oberen Teil auch weisse Ooïde (355).  
24 grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit wenigen Eisenooïden (356)  
55 grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit zahlreichen mittelgrossen Eisenooïden (357).  
70 bläulichgrauer, dickbankiger Kalkstein mit violettgrauen Diskontinuitätsflächen und Echinospaeriten (358).  
~~~~ typische Diskontinuitätsfläche.  
Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

41 e. Aseri.

- 185+hell- oder dunkelgrauer bis gräulichbrauner, feinkristallinischer, oben dünnschichtiger (bis 06 cm), unten dickbankiger (bis 30 cm) Kalkstein mit Roströhren. 50, 90, 130 und 170 cm über der unteren Grenze befinden sich Mergelschichten. Innerhalb der unteren 50 cm viele Cephalopoden (446, 447, 448).
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 239:

- 13 grauer, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein, ausgebildet wie im Hangenden; der untere Teil enthält in geringer Zahl kleine weisse Ooïde (347).
24 grauer, leicht mergeliger Kalkstein, besonders mergelig im unteren Teil; daselbst zahlreiche ziemlich regelmässige Eisenooïde, in den oberen 07 cm weisse Ooïde; ihre Zahl nimmt von unten nach oben ab (348).
~~~~ deutliche Diskontinuitätsfläche.  
47 hellgrauer, dichter, dickbankiger (bis zu 10 cm) Kalkstein; im unteren Teil führt er ziemlich regelmässig gebaute, kleine Eisenooïde, deren Zahl nach oben zu abnimmt, während die Gestalt unregelmässiger wird (349, 350).  
15 hellgrauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit kleinen Eisenooïden, die nach oben zu seltener werden.  
90 hellgrauer, dünnschichtig verwitternder Kalkstein mit zahlreichen Echinospaeriten und ziemlich seltenen unregelmässig gebauten Eisenooïden, deren Zahl von Schicht zu Schicht in weiten Grenzen schwankt (351, 352).  
50 grauer, dickbankiger Kalkstein mit vielen Trilobitenfragmenten und einer geringen Zahl unregelmässig gebauter Eisenooïde, deren Zahl je nach der Schicht in weiten Grenzen schwankt (353, 354).  
~~~~ bis zu 03 cm tief ins Liegende eingreifende, typisch ausgebildete eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche (941, 942).  
Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

47 a. Ondika.

45 + dunkelgrauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger, eisenoxydhaltiger Kalkstein.

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 294:

09 grauer, dichter Kalkstein; im mittleren Teil kleine Eisenooide, die höher oben durch weisse Ooide ersetzt werden, die schliesslich ebenfalls verschwinden.

20 grauer, dichter Kalkstein, der teils zahlreiche kleine Eisenooide enthält.

09 grauer, mergeliger Kalkstein, teilweise mit zahlreichen kleinen Eisenooiden.

04 grauer, dünnschichtiger, dichter Kalkstein.

30 grauer, dichter, dickbankiger (vier Schichten) Kalkstein mit geringen Mengen kleiner Eisenooide.

40 grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein, teilweise zahlreiche kleine Eisenooide enthaltend.

16 grauer, dichter Kalkstein mit einzelnen unregelmässig gebauten Eisenooiden.

22 schwach violetter, grünlichgrauer, dünnschichtiger, fast ooidenfreier Kalkstein.

18 grauer, dichter Kalkstein, dessen untere 06 cm reich an Mergel und kleinen, unregelmässig gebauten Eisenooiden sind.

----- eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

64 grauer, mergeliger, in dünnen Schichten verwitternder Kalkstein, der fast ooidenfrei ist und zahlreiche Echinospaeriten enthält.

62 grauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger Kalkstein, zum Teil mit zahlreichen unregelmässig gebauten Eisenooiden.

----- tief eingreifende typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

47 e. Valaste.

Aseri-Stufe = 246+ :

35 + hellgrauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, eisenoxydhaltig und dünn-schichtig, mit seltenen kleinen, unregelmässigen Eisenooiden.

30 hellgrauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger Kalkstein (4—5 Schichten) mit kleinen Eisenooiden, deren Zahl im untersten Teil gross, im oberen dagegen kleiner ist, während sie innerhalb der allerobersten 05 cm sehr schnell abnimmt. Cephalopöden häufig (= 30 cm-Schicht im Profil von Martsa (47 k)).

60 hellgrauer, eisenoxydhaltiger, dichter, dünnschichtiger Kalkstein. Enthält in einzelnen Schichten (so zwischen 09 und 13, 40 und 55 cm von der oberen Grenze aus gerechnet) recht viele kleine, hauptsächlich unregelmässige Eisenooide, in anderen Schichten fehlen dagegen die Ooide fast vollständig. Die Niveaus der Ooidenkonzentration sind aber nicht be-

- ständig. Im Abschnitt 40 bis 48 cm unterhalb der oberen Grenze ist der Kalkstein dichter und dickbankiger. Der Kalkstein enthält reichlich Fossilienfragmente. Die beiden Grenzen sind durch dünne Mergelschichten markiert.
- 26 grauer, dichter, feinkörniger und dünn-schichtiger (bis 02 cm), leicht verwitternder Kalkstein, fast ohne Eisenooide, mit zahlreichen Echinospaeriten.
- 20 grauer, dichter, feinkörniger und dickbankiger (drei Schichten) Kalkstein mit ziemlich vielen kleinen, meist unregelmässigen Eisenoiden.
- 10 grauer, dichter, feinkörniger, dünn-schichtiger (4 Schichten) Kalkstein, fast ohne Ooide. Echinospaeriten vorhanden.
- 65 grauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger Kalkstein, fast ohne Ooide (342).

----- eisenoxydhaltige typische Diskontinuitätsfläche.
Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

47 k. Martsa.

- 50+ grauer, dichter, feinkörniger eisenoxydhaltiger Kalkstein.
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 120+:

- 45 grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, dessen untere 02 cm einer Reibungsbreccie ähnlich sind. Im Kalkstein findet man ziemlich viele kleine, meist regelmässig ausgebildete Eisenooide, welche im oberen Teil durch weisse Ooide ersetzt werden, deren Zahl nach oben zu abnimmt.
- 45 hellgrauer, dichter, feinkristallinischer, dünn-schichtiger, eisenoxydhaltiger Kalkstein; im oberen Teil sind Ooide fast gar nicht vorhanden, in den untersten 25 cm gibt es aber ziemlich reichlich Eisenooide.
- 30 grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit vielen kleinen, meist regelmässig ausgebildeten Eisenoiden, deren Zahl sich in Richtung der oberen Grenze rasch verringert. Der Kalkstein über der untersten Grenzfläche ist in einer Mächtigkeit von 1 cm einer Reibungsbreccie ähnlich ausgebildet.

----- eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.

49 d. Pühajõe.

Aseri-Stufe = 135+:

- 40+ grauer, dünn-schichtiger, eisenoxydhaltiger Kalkstein, in dessen einzelnen Schichten ziemlich viele kleine, meist unregelmässig ausgebildete Eisenooide auftreten. Echinospaeriten vorhanden. Der unteren Grenzfläche sich anschliessend — eine dünne Mergelschicht.
- 20 grauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger (3 Schichten) Kalkstein mit ziemlich vielen kleinen, meist unregelmässig gebauten Eisenoiden (377).
- 10 grauer, dichter, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein (4 Schichten), dem Ooide fast gänzlich fehlen. Echinospaeriten vorhanden.

- 65 grauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger Kalkstein mit Roströhren, vielen Trilobitenfragmenten und fast ohne Ooide. Eine geringe Konzentration kleiner, unregelmässig gebildeter Eisenooide findet man im unteren Teil (340).

~~~~ typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche (341).  
Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

### 51 g. Sötke.

- 75+ violettgrüner und grauer, harter, feinkristallinischer dickbankiger Kalkstein mit Roströhren, der teilweise leicht porösen Charakter zeigt und leicht dolomitisiert ist (435, 436).

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

#### Aseri-Stufe = 310:

- 25 grauer, dichter, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein, in dessen unteren 10 cm viele kleine, meist ziemlich unregelmässig ausgebildete Eisenooide auftreten, deren Zahl nach oben abnimmt; zugleich erscheinen statt ihrer weisse Ooide, deren Menge aber, besonders in den obersten 04 cm, gering ist (331, 332).
- 50 grauer oder violettgrauer, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein, der leicht verwittert und stellenweise zahlreiche kleine, ziemlich regelmässige Eisenooide enthält, z. B. zwischen dem 25. und 30. cm unterhalb der oberen Grenzfläche (333).
- 35 grauer, dickbankiger, feinkörniger, teils stark dolomitisierter Kalkstein, stellenweise mit zahlreichen kleinen, unregelmässig ausgebildeten Eisenoiden (334).
- 15 grauer, dichter, violettgrauer, dolomitischer Kalkstein (335).
- 80 violettgrauer, in verwittertem Zustand dünnschichtiger Dolomit mit kleinen Nestern eisenoxydhaltiger Körner. Echinospaeriten vorhanden (336).
- 40 gelblich-violettgrauer, dünnschichtiger Dolomit ohne Ooide (337).
- 65 violettgrauer, dickbankiger Dolomit; in seinem unteren Teil unmittelbar oberhalb der unteren Grenze unregelmässig gebildete, kleine Eisenooide (338).

~~~~ typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche.  
Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

52 d. Perjatsi.

- 150+ grauer, dichter, feinkristallinischer, leicht violetter, dolomitischer Kalkstein, unten dickbankiger, nach oben dünnschichtiger werdend; unten mit undeutlicher, oben mit deutlicher ausgebildeten Roströhren (433, 434).
- 02 grauer, mergeliger Kalkstein, der im unteren Teil eisenoxydhaltig ist.
= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 351:

- 14 grauer, dichter, feinkörniger, leicht dolomitischer Kalkstein, in dessen unteren 05 cm viele teils regelmässig, teils unregelmässig ausgebildete,

kleine Eisenooide auftreten ; ihre Zahl nimmt nach oben zu ab, und sie werden dort durch weisse Ooide ersetzt (318).

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- 05 grauer, dichter, feinkörniger, leicht dolomitischer Kalkstein mit vielen kleinen, teils regelmässig ausgebildeten Eisenooiden.
- 06 grauer, feinkörniger, leicht dolomitischer Kalkstein, in dem nur stellenweise Eisenooide auftreten, teilweise handelt es sich um weisse Ooide (319).
- 20 grauer, dichter, feinkörniger, leicht dolomitischer Kalkstein mit vielen meist regelmässig gebauten, kleinen Eisenooiden (320, 321, 322).
- 65 grauer, dichter, leicht in dünnen Schichten verwitternder, dolomitischer Kalkstein mit Eisenoxydkörnern und unregelmässig ausgebildeten kleinen Eisenooiden (323).
- 35 grauer, dichter, feinkörniger, leicht dolomitischer Kalkstein; in unverwittertem Zustand dickbankig; enthält zahlreiche unregelmässig ausgebildete Eisenooide (324).
- 15 violettgrauer, dichter, feinkörniger Kalkstein; in unverwittertem Zustand dickbankig.
- 90 violettgrauer, leicht verwitternder dolomitischer Kalkstein mit Echinospaeriten (325).
- 100+violettgrauer, dickbankiger, feinkörniger, dolomitischer Kalkstein (326).

~~~~ in nächster Nähe die typische Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe.

55 b. Narva.

80+violettgrauer, buntfarbiger, dickbankiger, teils poröser dolomitischer Kalkstein.

= Hangendes: L a s n a m ä e-Stufe.

Aseri-Stufe = 335:

- 10 violettrotter und grünlichgrauer, buntfarbiger, dolomitischer Kalkstein mit kleinen, unregelmässig ausgebildeten Eisenooiden, die nach oben zu verschwinden (307).
- 110 grauer, grünlichgrauer, auch violettgrauer, buntfarbiger, dichter, feinkörniger, dickbankiger, dolomitischer Kalkstein mit einzelnen Echinospaeriten (308, 309).
- 35 bräunlichgrauer, teils violett-grünlichgrauer, buntfarbiger, dolomitischer Kalkstein; feinkörnig, dickbankig; enthält zahlreiche kleine, unregelmässig ausgebildete Eisenooide (330, 310, 311).
- 100 violettgrauer, buntfarbiger, leicht in dünnen Schichten verwitternder, dolomitischer Kalkstein mit zahlreichen Echinospaeriten (312, 313, 314, 315, 329).
- 80 grünlichgrau-violetter, buntfarbiger, dickbankiger (bis 25 cm), dolomitischer Kalkstein (315, 316).

~~~~ eisenoxydhaltige typische Diskontinuitätsfläche (317).

Liegendes: *Vaginatum*-Stufe. / .

## Die Aseri-Stufe in Ost-Estland.

Die folgende Beschreibung stellt eigentlich die Fortsetzung der Charakterisierung der *Echinosphaerites*-Zone (K. Orviku 1927) dar, wobei diese in ihrer ganzen Ausbreitung in Estland — von Narva im Osten bis Osmussaar im Westen — geschildert wird. Dabei wäre gleich am Anfang zu bemerken, dass die Zone als Stufe bezeichnet werden muss, da die betreffenden Schichten sowohl sedimentpetrographisch als auch faunistisch eine höhere stratigraphische Einheit bilden, für die der Ausdruck Zone nicht mehr geeignet erscheint. Auch ist es zweckmässig, die Stufe nach einem der zugänglichsten Aufschlüsse zu benennen. Die Auswahl des für die Stufe typischen Profils ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden. Typisch ist die Stufe am Glintrand zwischen Saka und Pühajõe ausgebildet, wo sie auch in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen ist, in denen man am besten die der Stufe zugehörigen Fossilien sammeln kann. Man müsste also eigentlich aus diesem Gebiet ein Profil auswählen und nach diesem typischen Profil die ganze Stufe benennen. Mehrjährige Erfahrungen hinsichtlich dieser Steinbrüche haben aber gezeigt, dass sie nur selten und in begrenztem Masse benutzt werden, sie sind klein, und wenn sie einige Jahre nicht ausgebeutet werden, wachsen sie zu, das Profil ist dann nicht mehr zugänglich. Deshalb ist es schwer, die eine oder andere dieser Lokalitäten als Typlokalität der Stufe zu wählen.

Es gibt dagegen einen grossen Kalksteinbruch bei Aseri, der allerdings in den letzten Jahren auch nicht mehr ausgebeutet wird, aber wegen seiner Grösse (Taf. II, 1, 2) nur äusserst langsam zuwächst. In diesem Steinbruch ist die hier zu erörternde Stufe vollständig aufgeschlossen, und zwar in einer Ausbildung, die derjenigen zwischen Saka und Pühajõe sehr nahesteht. Ausserdem ist diese Lokalität auch schon von P. Raymond 1916 und H. Bekker 1922 als Typlokalität der Dubowiki-Formation resp. Aseri-Stufe angeführt worden; allerdings sind die ebengenannten stratigraphischen Einheiten grösser als die hier zu besprechende Stufe, die frühere *Echinosphaerites*-Zone; trotzdem spricht P. Raymonds und H. Bekkers Wahl ihrer Typlokalität dafür, die Lokalität Aseri als Typlokalität der bisherigen *Echinosphaerites*-Zone zu wählen und die be-

treffenden Schichten „Aseri-Stufe“ zu nennen, mit der Einschränkung, dass es gestattet sei, die Charakterisierung der Stufe mit den Profilen vom Glint zwischen Saka und Pühajõe zu beginnen.

#### Typisches Gebiet der Aseri-Stufe.

Wie gesagt, gibt es am Rand des Glints zwischen Saka und Pühajõe (incl.) mehrere kleine Steinbrüche (z. B. Taf. III, 1, 2), die von den Bewohnern der in der Nähe gelegenen Dörfer ausgebeutet werden, um ihren Bedarf an Bausteinen zu decken. Gewöhnlich wird der Boden dieser Steinbrüche von den liegenden Schichten der Aseri-Stufe gebildet, da nur die Schichten der Aseri-Stufe für Bauzwecke geeignet sind, nicht aber die mergelreichen Schichten der liegenden *Vaginatum*-Stufe. Und da in diesem Teil des Glints die hangende Lasnamäe-Stufe fast ausschliesslich nur mit ihren untersten Schichten den Glintrand erreicht, so sind in den in Rede stehenden Steinbrüchen meistens nur die Schichten der Aseri-Stufe aufgeschlossen.

Der Charakter der Aseri-Stufe ist in allen diesen Profilen sehr konstant, und die in einem Profil festgestellte Schichtfolge kann beinahe in allen Einzelheiten auch in den anderen Aufschlüssen dieser Gegend beobachtet werden. In diesem Gebiet besteht die Aseri-Stufe aus dünneren oder dickeren Kalksteinschichten, in denen stets Ooide zu finden sind; die Menge der Ooide schwankt allerdings in weiten Grenzen. Die Mächtigkeit der Stufe beträgt rund 3 m. Die Dreiteilung ist in diesem Gebiet sehr deutlich und leicht zu verfolgen.

Um die Stufe in diesem Gebiet zu charakterisieren, werden einige typische Profile gegeben (Prof. S. 56—58 \*). Im Profil von Valaste (47 e) (Taf. III, 2) fehlen die obersten Schichten der Stufe. Dasselbe Profil wiederholt sich in 2,50 m Mächtigkeit in einem anderen Steinbruch von Valaste (47 f). In diesen beiden Lokalitäten, wie auch in einigen anderen Profilen, sind die beiden Grenzen der 60 cm-Schicht mergelig ausgebildet. Die hangenden Schichten lassen sich am besten nach einem Profil in einem Steinbruch von Martsa (47 k) charakterisieren. Auf Grund des Profils eines kleinen Steinbruchs die-

---

\*) Prof. S. 56—58 = siehe Profilbeschreibung Seite 56—58.

ser Gegend sind früher (K. Orviku 1927, S. 12) die charakteristischen Merkmale der Aseri-Stufe angeführt worden; bei einem erneuten Besuch des Steinbruchs im Jahre 1935 konnte die Profilaufnahme nicht mehr wiederholt werden, da der Steinbruch schon zugewachsen war. Die Profile 47 e und 47 k stellen charakteristische Durchschnittsprofile der Aseri-Stufe innerhalb des in Frage kommenden Gebietes dar, was in entsprechender Weise auch auf der Profiltafel III hervorgehoben wird. Das ganze Profil der Aseri-Stufe kann man auch im Steinbruch von Ondika (47 a) (Taf. III, 1) verfolgen. Die oberen Schichten der Stufe — den Cephalopoden-Kalkstein — kann man im Steinbruch von Saka (46 i) gut kennenlernen, wo die untere Grenze des 1,15 m mächtigen Cephalopoden-Kalksteins als eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche ausgebildet ist. In diesem Steinbruch erreichen die Schichten der hangenden Lasnamäe-Stufe am Glinttrand dieses Gebietes ihre grösste Mächtigkeit — nämlich 1,95+ m. Im Profil aus einem Steinbruch von Pühajõe (49 d) lassen sich wiederum die unteren Schichten der Stufe in ihrer typischen Ausbildung beobachten. Es sei hier noch bemerkt, dass in den Steinbrüchen von Pühajõe (49 c, d, e) recht viele Fossilien der Aseri-Stufe zu finden sind.

Auf Grund der angeführten Profilbeschreibungen kann man die einzelnen Teile der Aseri-Stufe in folgender Weise charakterisieren (s. auch K. Orviku 1927, S. 14 u. 15).

Den unteren Teil der Stufe — den Asaphiden-Kalkstein bildet grauer, dichter, dickbankiger Kalkstein mit nur wenigen kleinen, meist unregelmässigen Eisenooiden (über die Ooide s. S. 103); die Menge und Verteilung der Ooide ist in jeder Schicht und in jedem Profil verschieden. Typisch für diesen Kalkstein ist, dass er viele Fossilienfragmente, hauptsächlich Trilobitenbruchstücke enthält, was an stark verwitterten Schichtflächen gut zu sehen ist. Im Asaphiden-Kalkstein findet man schon in geringer Zahl *Echinosphaerites aurantium* Gyll. Der Kalkstein bleibt auch in verwittertem Zustand verhältnismässig dickbankig. Die Mächtigkeit des Asaphiden-Kalksteins ist 65 cm.

Den mittleren Teil der Stufe — den *Echinosphaerites*-Kalkstein — bildet grauer, dünnschichtiger Mergelkalkstein; unverwittert ist auch dieser dickbankig, bei der Verwitterung wird er aber bald in dünne Schichten aufgeteilt.

In diesem Kalkstein ist die Gestalt, Grösse und Verteilung der Eisenooide die gleiche wie im Asaphiden-Kalkstein, die Menge der Ooide ist aber im allgemeinen grösser als beim letzteren. Der Kalkstein wird durch das häufige Auftreten von *Echinosphaerites aurantium* Gyll. charakterisiert. Die Mächtigkeit des *Echinosphaerites*-Kalksteins beträgt ca. 1,20 m.

Die Grenze zwischen dem Asaphiden- und dem *Echinosphaerites*-Kalkstein ist nicht immer leicht festzustellen, da die beiden Kalksteine durch keine markante Fläche getrennt sind. Bei der Feststellung der Grenze kann man sich nur auf die unterschiedlichen Merkmale des Gesteins stützen, die bei wenig verwitterten Profilen nicht immer deutlich genug hervortreten. Dadurch erklärt es sich, dass die in dieser Arbeit angegebene Grenze zwischen den beiden Kalksteinen in einigen Fällen möglicherweise auf ein höheres Niveau verlegt worden ist, als der Grenze in Wirklichkeit zukommt.

Der oberste Teil der Stufe — der Cephalopoden-Kalkstein — ist am leichtesten festzustellen. Hier findet man in Wechsellagerung sowohl grauen, dichten, dickbankigen Kalkstein als auch dünnschichtigen Mergelkalkstein; aber besonders charakteristisch für diese Schichtfolge ist das reichliche Vorkommen überwiegend regelmässig gebauter Eisenooide und der Cephalopoden. In einigen Profilen dieses Gebiets wird die untere Grenze des Kalksteins durch eine mit Eisenoxyd imprägnierte Diskontinuitätsfläche markiert (47 k, 46 i).

Man kann übrigens, wenn auch nicht mit absoluter Regelmässigkeit, so doch deutlich genug beobachten, dass die einzelnen Schichtgruppen in ihren unteren Teilen mergel- und ooidenreicher sind, in der Richtung des Hangenden immer ärmer an Mergel und Ooiden werden, bis schliesslich die Ooide ganz verschwinden können. Man könnte hier von einer zyklischen Sedimentation sprechen, obwohl deren Bild nicht besonders scharf ausgeprägt ist. Eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der Ooide innerhalb der einzelnen Schichten kann man in vereinzelt Fällen auch im *Echinosphaerites*- und im Asaphiden-Kalkstein beobachten, wo sie aber noch undeutlicher ist als im Cephalopoden-Kalkstein; somit ist die sporadische Verteilung der Ooide

für die letztgenannten Schichten als charakteristisch anzusehen. In den obersten Schichten des Cephalopoden-Kalksteins nimmt die Zahl der Ooide nach oben zu immer mehr ab, wobei die Eisenooide durch weisse Ooide ersetzt werden. Die weissen Ooide bezeichnen auch die oberste Grenze der Aseri-Stufe, wobei das sie enthaltende Gestein noch zu der letzteren gezählt wird. Die Mächtigkeit des Cephalopoden-Kalksteins beträgt ca. 1,20 m.

Die untere Grenze der Aseri-Stufe ist in diesem Gebiet als scharfe, mit Eisenoxyd imprägnierte Diskontinuitätsfläche ausgebildet (s. Detailbeschreibung S. 88) und in allen Aufschlüssen durch ihre rostbraune Farbe leicht zu finden. In den verwitterten Profilen bilden die obersten Schichten der *Vaginatium*-Stufe und die untersten Schichten der Aseri-Stufe eine 20—25 cm dicke Schicht, in deren Mitte die die Grenze beider Stufen markierende Diskontinuitätsfläche liegt (s. Taf. II, Abb. 1 bei K. Orviku 1927).

Fast in der gleichen Ausbildung kann man die Aseri-Stufe auch am Puritse-Fluss (43) (ein entsprechendes Detailprofil ist bei K. Orviku 1929, S. 14 u. 15 gegeben) und am Glint bei Kõrgküla (42) verfolgen.

Einige kleine Abweichungen zeigt das Profil der Aseri-Stufe im Steinbruch von Aseri (41 e) (Taf. II, 1, 2) (Prof. S. 56). Die Mächtigkeit der Stufe ist hier geringer — sie beträgt nur 2,39 m. Die Abnahme der Mächtigkeit hat hauptsächlich auf Rechnung des unteren und mittleren Teils der Stufe stattgefunden. Das Gestein ist, ebenso wie in Valaste, heller oder dunkler getönter, grauer, feinkörniger Kalkstein, der im allgemeinen in allen seinen Schichten Ooide enthält; auch hier sind die Ooide des Asaphiden- und des *Echinosphaerites*-Kalksteins immer noch unregelmässig in ihrer Gestalt, ihre Zahl ist aber in diesen Schichten im allgemeinen geringer als in der Umgebung von Valaste. Sonst sind die beiden Kalksteine ihrem Charakter nach demjenigen von Valaste ähnlich.

Auch der obere Teil der Stufe — der Cephalopoden-Kalkstein — ist ähnlich wie in Valaste ausgebildet. Aber deutlicher als in dieser Lokalität sieht man bei Aseri, dass die Ooide des Cephalopoden-Kalksteins, die im allgemeinen hier regelmässiger geformt sind, zyklisch verteilt sind: man kann drei Schich-

tenserien unterscheiden, in deren unterem, mergelreicheren Teil die Menge der Ooide am grössten ist, während sie in der Richtung des Hangenden abnimmt. Am deutlichsten lässt sich diese Erscheinung bei der obersten Schichtenserie beobachten, deren untere Grenze als eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche ausgebildet ist: diese Schichtenserie setzt mit grossem Mergel- und Ooidenreichtum ein, der nach oben zu abnimmt, wobei statt der Eisenooide immer mehr weisse Ooide auftreten, bis auch diese schliesslich ganz verschwinden.

Die Unterschiede im Profil der Aseri-Stufe in Aseri und in der Umgebung von Valaste sind im allgemeinen recht gering, und man kann das Profil von Aseri noch zu der Profilgruppe der typischen Lokalitäten der Aseri-Stufe zählen (s. Tab. I).

Tabelle I.

Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe und ihrer Unterabteilungen im typischen Gebiet der Aseri-Stufe.

| Mächtigkeit / Lokalität:              | 41e | 43f   | 46i   | 47a | 47e   | 47k | 48c   | 49d   |
|---------------------------------------|-----|-------|-------|-----|-------|-----|-------|-------|
| d. ganzen Aseri-Stufe . . .           | 239 | 225 + | 115 + | 294 | 246 + | 312 | 115 + | 135 + |
| d. Cephalopoden-Kalksteins .          | 99  | 30 +  | 115   | 112 | 65 +  | 120 |       |       |
| d. <i>Echinospaerites</i> -Kalksteins | 90  | 100   |       | 120 | 116   | 122 | 50 +  | 70 +  |
| d. Asaphiden-Kalksteins . .           | 50  | 95    |       | 62  | 65    | 70  | 65    | 65    |

Das Profil von Aseri ist das westlichste der bekannten Profile, in dem alle Schichten der Aseri-Stufe in grösseren oder kleineren Mengen Ooide führen; es ist zugleich auch die westlichste Lokalität, in der die obersten Schichten der *Vaginatium*-Stufe Ooide enthalten und als Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) bezeichnet werden. Diese Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) ist es, die in allen östlicheren Lokalitäten, Aseri miteingerechnet, in der älteren geologischen Literatur als die obere Linsenschicht ( $C_{1a}$ ) (Fr. Schmidt 1881—1897) bezeichnet wird. Es ist aber nicht unmöglich, dass in diesem Gebiet auch teils die Schichten der Aseri-Stufe, und zwar der ooidenreiche Cephalopoden-Kalkstein allein, als obere Linsenschicht (Fr. Schmidt 1881—1897) bezeichnet wurden; die Vermutung dürfte beim Einsammeln der Fossilien aufgekommen sein, da hierbei das Niveau hauptsächlich nach dem Fehlen oder Vorhandensein der Ooide bestimmt wurde. In dieser Beziehung sind also die Angaben in den früheren Arbeiten schwer zu beurteilen, es hat aber doch

den Anschein, als ob in der Mehrzahl der Fälle die Oolithen-Zone (K. Orviku 1927) östlich von Aseri als obere Linsenschicht bezeichnet wurde.

### Das östliche Gebiet der Aseri-Stufe.

In der Umgebung des Sötke-Flusses (51) hat sich der Charakter der Aseri-Stufe schon stark verändert. Als gutes Profil kann man in diesem Gebiet das linke und rechte Steilufer des Sötke-Flusses beim Gesinde Kallasvälja (51 g) (Taf. III, 4) (Prof. S. 59) anführen. Die Mächtigkeit der Stufe ist fast die gleiche wie im vorher besprochenen Gebiet, ebenso ist die Dreiteilung der Stufe auch hier deutlich zu verfolgen; wesentlich geändert hat sich aber das Gestein: es ist grauer oder grünlichgrauer bis violettgrauer bunter dolomitischer Kalkstein und Dolomit. Der Grad der Dolomitisation schwankt in weiten Grenzen, ohne dabei irgendwelche Regelmässigkeiten zu zeigen. Der Farbenwechsel des Gesteins scheint vom Grad der Dolomitisation abzuhängen.

Der Asaphiden-Kalkstein ist dickbankig wie bei Valaste, der *Echinosphaerites*-Kalkstein dünn-schichtig; in beiden fehlen aber die Ooide fast vollständig. Von den drei Abteilungen der Stufe ähnelt der Cephalopoden-Kalkstein seinem Ooidengehalt nach am meisten demselben Schichtkomplex in Valaste. Die Mächtigkeit der einzelnen Unterabteilungen der Stufe ist in Sötke und Valaste fast die gleiche. Ein dem Sötke-Profil ähnliches Profil findet man auch im Steinbruch von Perjatsi (52 d) (Prof. S. 59). Auch hier fehlen in den beiden unteren Kalksteinen die Ooide; man findet aber stellenweise, wie auch im Profil von Sötke, Anhäufungen kleiner Eisenoxydkörner, die die Ooide zu ersetzen scheinen. In dem Cephalopoden-Kalkstein gibt es weniger Ooide als im Profil von Sötke. Der obere und untere Teil dieses Kalksteins ist ooidenreich, der mittlere dagegen ziemlich arm an Ooiden. Im allgemeinen sind die Ooide des Cephalopoden-Kalksteins in Perjatsi und Sötke unregelmässiger geformt als im typischen Gebiet der Stufe. Die Mächtigkeit der Stufe ist bei Perjatsi am grössten, da aber das ganze Profil nicht an einer Stelle

verfolgt werden konnte, so ist es möglich, dass bei den Messungen ein Fehler unterlaufen sein könnte.

Die bei Sötke beobachtete Ausbildung der Stufe lässt sich weiter nach Westen bis zum Glint von Päite (50) verfolgen, wo man allerdings eine Verringerung der Dolomitisation und eine Vermehrung der Ooidenzahl feststellen kann: der Glint von Päite ist hinsichtlich der Aseri-Stufe gewissermassen als Übergangsglied zwischen den Profilen von Valaste und Sötke aufzufassen.

Eine extreme Dolomitisierung und Abnahme der Ooidenzahl innerhalb der Aseri-Stufe findet man in den Steinbrüchen der Stadt Narva (55 h, 55 d, 55 b) (Taf. III, 3) (Prof. S. 60). Innerhalb dieser Profilsérie bleibt der Charakter der Stufe konstant. Das Gestein ist grünlich-grauer bis violett-grauer, bunter, dolomitischer Kalkstein und Dolomit, der, wenn unverwittert, innerhalb der ganzen Stufe dickbankig ist. Deshalb ist es schwierig, in unverwitterten Profilen die genaue Grenze zwischen dem Asaphiden- und dem *Echinosphaerites*-Kalkstein festzustellen, wenn man sich nicht an die *Echinosphaeriten* hält, die im letztgenannten Kalkstein häufig vorkommen. In einem verwitterten Profil ist die Unterscheidung leicht, da der *Echinosphaerites*-Kalkstein bei der Verwitterung in dünne Schichten zerfällt, wobei es sich zeigt, dass dieser Kalkstein auch im genannten Gebiet mergelig ist. In den beiden unteren Unterabteilungen der Stufe fehlen die Ooide; in den verwitterten Schichten findet man hier Eisenoxydkörner, die im frischen Gestein nicht zu sehen und deshalb auch für das Gestein nicht typisch sind.

Auch der Cephalopoden-Kalkstein ist hier ein dickbankiger, bunter, dolomitischer Kalkstein, enthält aber im oberen und besonders im unteren Teil viele kleine unregelmässige Eisenoide, der mittlere Teil ist aber vollständig ooidenfrei; mit dem Profil von Perjatsi verglichen, kann man also bei Narva einen weiteren Schritt in der Verarmung der Aseri-Stufe hinsichtlich der Ooide beobachten. Im Profil von Narva sieht man am besten, dass die unregelmässig ausgebildeten Ooide eigentlich keine Ooide, sondern vereisente Fossilienfragmente sind (s. Näheres über die Ooide S. 106).

Tabelle II.

Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe und ihrer Unterabteilungen  
im östlichen Gebiet der Aseri-Stufe.

| Mächtigkeit / Lokalität:                | 51g        | 52d        | 52h          | 53f          | 54b          | 55b        | 55d        |
|-----------------------------------------|------------|------------|--------------|--------------|--------------|------------|------------|
| d. ganzen Aseri-Stufe . . . . .         | <b>310</b> | <b>351</b> | <b>210 +</b> | <b>125 +</b> | <b>130 +</b> | <b>335</b> | <b>335</b> |
| d. Cephalopoden-Kalksteins . .          | 110        | 111        | 20 +         |              |              | 155        | 155        |
| d. <i>Echinospaerites</i> -Kalksteins . | 135        | 140        | 110          | 65 +         | 50 +         | 100        | 100        |
| d. Asaphiden-Kalksteins . . . .         | 65         | 100        | 80           | 60 +         | 80           | 80         | 80         |

Die obere Grenze der Stufe ist im allgemeinen ebenso ausgebildet wie die in den westlicher liegenden, schon besprochenen Profilen, auch ist die untere Grenze durch die typische eisenoxydhaltige Diskontinuitätsfläche markiert. Die Mächtigkeit ist bis auf 3,35 m gestiegen. Die untere Grenze ist in den Aufschlüssen teilweise leicht auffindbar, weil die Diskontinuitätsfläche ein Quellenniveau darstellt, da die mergeligen Schichten der liegenden *Vaginatium*-Stufe für das Grundwasser undurchlässiger sind als die hangenden Schichten der Aseri-Stufe. Wie in der Umgebung von Tallinn für die verschiedenen Schichten der Lasnamäe-Stufe (s. S. 148), so haben auch hier die Arbeiter in den Steinbrüchen den Schichten der Aseri-Stufe Namen gegeben, nach denen man bestimmte Niveaus in den Steinbrüchen auffinden kann: so z. B. wird die der Diskontinuitätsfläche folgende unterste Schicht der Stufe als „pealmine jalgadega viiene“, der untere Teil des 35 cm dicken Oolithkalksteins als „must kolmene“ etc. bezeichnet.

Zwischen Perjatsi und Narva (53, 54) schliesst sich die Ausbildung der Stufe derjenigen bei Narva an (s. Liste der Lokalitäten, S. 33—34).

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Aseri-Stufe im östlichen Gebiet in östlicher Richtung eine Zunahme der Dolomitisation aufweist, und dass die Zahl der ooidenführenden Schichten in derselben Richtung geringer wird, wobei die Ooide selbst in zunehmendem Masse unregelmässige Gestalt annehmen.

## Die Aseri-Stufe in West-Estland.

### Die Aseri-Stufe in der Umgebung von Ojaküla.

Betrachtet man jetzt das westlich von Aseri gelegene Gebiet, so lässt sich an Hand der Lokalitätenkarte der Tallinna-Serie (s. Karte I) feststellen, dass zwischen Aseri (41) im Osten und Iru (24) im Westen (diese beiden nicht mitgerechnet) die Zahl der Lokalitäten der Aseri-Stufe sehr gering ist, wobei nur in einzelnen Lokalitäten — 39a, 29g, 28a — die Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit oder fast vollständig aufgeschlossen ist. Jedes Profil dieses Gebiets stellt einen besonderen Sedimentationstypus dar. Um einen besseren Überblick über den Sedimentationsgang der Stufe zu gewinnen, werden hier auch Profile der in diesem Gebiet durchgeführten Tiefbohrungen — bei Ubja, Kiiu und Kostivere — angegeben.

Die erste Lokalität westlich von Aseri, in der die Aseri-Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, ist der Steinbruch von Ojaküla. Will man aber die Änderungen im Sedimentationsgang der Stufe kontinuierlich verfolgen, so ist es zweckmässiger, vorher das Profil des Bohrlochs von U b j a, das 7 km südlich von Ojaküla liegt, kennenzulernen (Prof. S. 55). Es wäre zu erwarten, dass die Aseri-Stufe in den Profilen von Ubja und Ojaküla eine ähnliche Entwicklung zeigt, da beide Lokalitäten so ziemlich auf dem gleichen Meridian liegen und man gewöhnt ist, für die in Frage kommenden Schichten anzunehmen, dass die Veränderung im Sedimentationsbild in der Richtung von Osten nach Westen stattfindet. In Wirklichkeit nimmt aber das Profil von Ubja eine Mittelstellung zwischen den Profilen von Aseri und Ojaküla ein. Leider fehlen zwischen diesen beiden Lokalitäten Aufschlüsse, die mit ihnen auf dem gleichen Breitengrad liegen, darum ist es auch nicht möglich zu kontrollieren, ob die Aseri-Stufe zwischen diesen letztgenannten Lokalitäten wirklich dieselbe Ausbildung zeigt wie im Bohrloch von Ubja. Die Erfahrungen in West-Estland (s. S. 85) sprechen allerdings für diese Annahme, und somit wäre die Vermutung berechtigt, dass die Änderung der Sedimentationsverhältnisse innerhalb der Aseri-Stufe in Ost-Estland in annähernd NW—SO-Richtung stattgefunden hat, resp. dass bei der Aseri-Stufe die

Gürtel gleicher Sedimentation in Ost-Estland von SW nach NO gerichtet sind.

Wenn man mit diesen beiden Richtungen rechnet, so werden die stellenweise unerwartet raschen oder langsamen Änderungen im Charakter des Gesteins verständlich: projiziert man alle bisher beschriebenen Profile der Aseri-Stufe auf eine NW—SO-Linie, so bleibt die Reihenfolge der Profile dieselbe wie in ost-westlicher Richtung; es verändert sich aber die horizontale Distanz der einzelnen Profile: die sedimentpetrographisch ähnlicheren Profile rücken näher aneinander, während die Distanz der sedimentpetrographisch abweichenderen Profile grösser wird. Als Illustration diene folgende kleine Tabelle:

|                                                   |         |
|---------------------------------------------------|---------|
| NW-SO-Distanz der Profile 43f und 49d . . . .     | 9 km    |
| W-O- " " " " " " . . . .                          | 25,2 km |
| Die Veränderung im Sedimentationsbild sehr klein. |         |
| NW-SO-Distanz der Profile 43f und 41e . . . .     | 12 km   |
| W-O- " " " " " " . . . .                          | 10 km   |
| Die Veränderung im Sedimentationsbild sehr klein. |         |

Dieses Beispiel zeigt, dass man in Ost-Estland bei der Erklärung der Sedimentationsänderungen, wenigstens hinsichtlich der Aseri-Stufe, mit einer Richtung rechnen muss, die wesentlich von der W—O-Richtung abweicht; man hat früher bei der Besprechung der Sedimentationsveränderungen im ehemaligen Sedimentationsgebiet nur die W—O-Richtung berücksichtigt, weil fast alle Lokalitäten dieses Gebiets der Aseri-Stufe, die der Untersuchung zugänglich gewesen sind, annähernd auf dem gleichen Breitengrad liegen (s. Näheres S. 85).

Beim Vergleich des Bohrlochprofils von Ubja (und auch anderer Bohrlöcher) mit den Profilen der Aufschlüsse, steht man einigen Schwierigkeiten gegenüber, da ja das Bohrmaterial vollständig unverwittert ist, wodurch einige Details ein anderes Aussehen gewinnen, so z. B. treten in den Bohrlöchern die Diskontinuitäten deutlicher, die Schichtung aber undeutlicher hervor als in den Aufschlüssen.

Im Profil von Ubja ist die Mächtigkeit der Aseri-Stufe auf 2 m gesunken. Die Abnahme der Mächtigkeit hat auf Rechnung des Asaphiden- und des *Echinospaerites*-Kalksteins stattgefunden, die hier zusammen nur noch 82 cm dick sind. Das Gestein der Stufe ist hauptsächlich grauer Kalkstein, der durch häufige Diskontinuitätsflächen in selbstän-

dige, den Sedimentationszyklen entsprechende Schichtgruppen eingeteilt wird: das Gestein oberhalb jeder Diskontinuitätsfläche ist sehr mergelig, wird in der Richtung des Hangenden mergelärmer, bis schliesslich der Sedimentationszyklus durch eine neue Diskontinuitätsfläche abgeschlossen wird. Diese Erscheinung lässt sich besonders schön im Cephalopoden-Kalkstein beobachten, wo in der Verteilung der Ooide derselbe Rhythmus zum Vorschein kommt: die Zahl der Ooide nimmt in der Richtung von unten nach oben ab. Die Ooide findet man in grösseren Mengen nur im Cephalopoden-Kalkstein, wo sie an und für sich grösser und regelmässiger ausgebildet sind als in Aseri.

Ob die 40 cm-Schicht noch dem Asaphiden-Kalkstein entspricht, ist schwer zu beurteilen. Es scheint, dass die 42 cm-Schicht, in der noch in geringer Zahl kleine Eisenoide vorhanden sind, dem *Echinosphaerites*-Kalkstein angehört, aber möglicherweise gehört hierher auch noch die obengenannte 40 cm-Schicht, und dann muss man annehmen, dass der Asaphiden-Kalkstein an dieser Lokalität schon ausgekeilt ist. Es ist aber ebenfalls möglich, dass die letztgenannte Schicht doch noch dem Asaphiden-Kalkstein zugesprochen werden muss. Vorläufig ist es am besten, die Schichten 42 + 40 als Vertreter des Asaphiden- und des *Echinosphaerites*-Kalksteins der Aseri-Stufe zu betrachten. Es ist also hier die Ausbildung der unteren Teile der Aseri-Stufe ganz anders als in allen östlichen Profilen.

Einen weiteren Schritt in der Verschmelzung der beiden unteren Abteilungen der Aseri-Stufe sieht man in dem Profil von Ojaküla (39 a) (Prof. S. 56). In diesem Profil ist es vollständig unmöglich, den Asaphiden- und den *Echinosphaerites*-Kalkstein voneinander zu trennen: der 70 cm mächtige, bläulichgraue, ooidenfreie Kalkstein mit vielen *Echinosphaeriten* scheint dem *Echinosphaerites*-Kalkstein zu entsprechen, es kann aber auch möglich sein, dass diese Schichten zum Teil noch zum Asaphiden-Kalkstein gehören.

Die Profile von Ubja und Ojaküla zeigen, dass man von hier an die Aseri-Stufe eigentlich nur in zwei Teile gliedern kann: in den oberen Teil — den Cephalopoden-Kalkstein — und den unteren, der wahrscheinlich hauptsächlich dem *Echinosphaerites*-Kalkstein entspricht; da aber

die Zugehörigkeit dieses unteren Teils der Stufe noch nicht endgültig bestimmt ist, so kann man ihn nur mit Einschränkung als *Echinosphaerites*-Kalkstein bezeichnen. Die Frage des Auskeilens des Asaphiden-Kalksteins in diesen beiden Profilen ist noch nicht endgültig gelöst.

Der Cephalopoden-Kalkstein ist in Ojaküla ebenso ausgebildet wie im Profil von Ubja, nur sind die Ooide im allgemeinen grösser und regelmässiger in ihrer Gestalt.

### Die Aseri-Stufe im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes.

Westlich von Ojaküla findet man bis Ubari, auf einer Strecke von 60—70 km, keinen Aufschluss, an dem man das ganze Profil der Aseri-Stufe kennenlernen könnte; somit muss man sich vorläufig mit der Annahme begnügen, dass die Aseri-Stufe in diesem Gebiet im allgemeinen in einer Weise ausgebildet ist, wie sie uns in den das Gebiet begrenzenden Lokalitäten — Ojaküla und Ubja im Osten sowie Ubari und Kiiu im Westen — bekannt ist. In dieser aufschlussarmen Gegend sind nur drei Aufschlüsse bekannt, und auch in diesen sind nur Teile der Stufe entblösst.

In einem Steinbruch bei Kandle, in der Nähe des Gesindes Paemurru (37 b) findet man folgendes Profil:

- 150+ grauer, dünnschichtiger (3—7 cm), dichter Kalkstein (91), in dessen oberem Teil viele Roströhren auftreten; letztere können im unteren Teil fehlen. In der Nähe der Grenze des Liegenden findet man im Kalkstein weisse Ooide. Das Gestein ist durch viele Cephalopoden ausgezeichnet (92).
- 25+ dunkelgrauer mergeliger Kalkstein, im unteren Teil mit vielen grossen Eisenooiden; im oberen Teil sind die Ooide kleiner, und ihre Zahl wird geringer (93).

Die Schichten 1,50+ m gehören wahrscheinlich zu den unteren Schichten der Lasnamäe-Stufe, die Schichten 25+ m müssten dann den oberen Teil des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe darstellen. Die Tatsache, dass an dieser Lokalität viele Cephalopoden zu finden sind, und der Name des benachbarten Gesindes weisen darauf hin, dass Fr. Schmidt diesen oder einen älteren in der Nähe liegenden Steinbruch (37 a) als „Steinbruch beim Dorfe Ari unter Karrol Gesinde Paemurro“ bezeichnet, in

dem er viele Cephalopoden der „oberen Linsenschicht“ gesammelt hat.

Den unteren Teil der Aseri-Stufe findet man am Loobu-Fluss oberhalb des Wasserfalls J o a v e s k i (34 g) aufgeschlossen; das Profil ist aber schwer zugänglich. Wir können hier unterscheiden:

Aseri-Stufe = 20+:

- grauen Kalkstein mit Eisenoiden.  
     ~~~~ eisenoxydreiche Diskontinuitätsfläche.
- 20 grauen, ooidenfreien Kalkstein.
     ~~~~ typische Diskontinuitätsfläche (359).  
     Liegendes: *Vaginatium*-Stufe.

Im Flussbett des P a r k s i -Baches, gleich östlich des Weges (34 d) findet man folgendes Profil:

- 65+ Kalkstein der L a s n a m ä e -Stufe.

Aseri-Stufe = 95+:

- 35 grauer Kalkstein mit Eisenoiden, im oberen Teil mit weissen Ooiden, die bald verschwinden.  
     ~~~~ eisenoxydreiche, Diskontinuitätsfläche.
- 60+ grauer, dickbankiger Kalkstein mit vielen grossen Eisenoiden.

Dieses Profil weicht also von den ihm am nächsten gelegenen vollständigen Profilen der Aseri-Stufe ab, da in diesen (s. Ubari und Ojaküla) im Cephalopoden-Kalkstein in einer so mächtigen Schicht nirgends so viele Ooide vorhanden sind wie beim Parksi-Bach.

Diese Teilprofile der Aseri-Stufe — Joaveski und Parksi — sprechen dagegen, dass die Aseri-Stufe in dem in Frage kommenden Gebiet von Ojaküla bis Ubari in sedimentpetrographischer Hinsicht eine kontinuierliche Entwicklung durchgemacht hat: nach dem Profil von Joaveski zu urteilen, scheint der *Echinosphaerites*-Kalkstein in diesem Gebiet dünner zu sein, resp. Ooide zu enthalten, während nach dem Profil von Parksi der Cephalopoden-Kalkstein anscheinend ooidenreicher und dicker ist als in den Grenzprofilen des Gebiets.

Im Profil von Ubari (29 g) (Prof. S. 54) ist die Aseri-Stufe nur noch 1,33 m mächtig. Die beiden Grenzen der Stufe sind typisch ausgebildet.

Der Cephalopoden-Kalkstein zeigt zwei deutliche Schichtzyklen, wobei in dem unteren Schichtzyklus die Ooide in der Richtung des Hangenden beinahe

verschwinden. Beide Schichtzyklen sind durch eine scharfe Diskontinuitätsfläche voneinander getrennt. Diese Zweiteilung des Cephalopoden-Kalksteins ist, wenn auch undeutlich, schon im Profil von Aseri zu beobachten; in den westlicheren Profilen tritt aber diese Zweiteilung immer sehr deutlich hervor, und man ist berechtigt, von einem unteren und einem oberen Cephalopoden-Kalkstein zu sprechen.

Der *Echinosphaerites*-Kalkstein ist im Profil von Ubari nur noch 38 cm mächtig und enthält ziemlich viele sehr kleine Glaukonitkörner (s. S. 128), in dem unteren Teil (07 cm) findet man kleine weisse Ooide, deren Zahl nach oben zu abnimmt. Die *Echinosphaeriten* kommen häufig vor; man trifft sie, allerdings seltener, auch im Cephalopoden-Kalkstein. An der Grenze zum Hangenden, die als scharfe Diskontinuitätsfläche ausgebildet ist, findet man hier, wie auch in manchen anderen westlichen Profilen, viele Cephalopoden. Im allgemeinen sind die Schichten der Aseri-Stufe bei Ubari recht cephalopodenreich.

Im Bohrloch von Kiiu (Prof. S. 54) ist das Profil der Aseri-Stufe demjenigen von Ubari sehr ähnlich. Im Cephalopoden-Kalkstein kann man auch hier deutlich einen unteren und einen oberen Teil unterscheiden. Der *Echinosphaerites*-Kalkstein ist ebenfalls ein grauer Kalkstein mit nach oben zu abnehmender Menge kleiner Glaukonitkörner und mit kleinen weissen Ooiden in der untersten Schicht; letztere sind in den Vertiefungen der liegenden Diskontinuitätsfläche besonders zahlreich. Im *Echinosphaerites*-Kalkstein kann man auch viele phosphatische violett-graue Diskontinuitätsflächen feststellen.

Westlich von Ubari befindet sich der nächste Aufschluss der Aseri-Stufe beim Wasserfall von Jägala (28 a), wo im Flussbett, gleich oberhalb des Wasserfalls die unteren Schichten der Stufe zutage treten (Prof. S. 53). Vom Cephalopoden-Kalk ist hier nur der unterste Teil entblösst, der übrigens an dieser Stelle sehr cephalopodenreich ist (s. C. Teichert 1927, S. 268), sonst aber mit den betreffenden Schichten von Ubari übereinstimmt. Es sind hier zwei besonders reiche Cephalopodenniveaus entwickelt: das eine schliesst sich an die Diskontinuitätsfläche zwischen dem *Echinosphaerites*- und dem Cephalopoden-Kalkstein an, das andere liegt 22 cm höher. Die massen-

haft mit Cephalopoden bedeckten Schichtflächen kann man am besten bei niedrigem Wasserstand im Flussbett kennenlernen.

Der *Echinosphaerites*-Kalkstein ist ebenfalls den entsprechenden Schichten bei Ubari ähnlich: es ist ein grauer Kalkstein, in dem aber die weissen Ooide eine grössere Verbreitung zeigen, während die Glaukonitkörner nur im obersten Teil des Kalksteins auftreten. Auch hier enthalten diese Schichten *Echinosphaerites*. Die Mächtigkeit des *Echinosphaerites*-Kalksteins hat sich in dieser Lokalität noch mehr verringert, und man sieht im genannten Profil zum letzten Mal den *Echinosphaerites*-Kalkstein in seiner typischen Ausbildung. In einigen westlichen Profilen findet man zwischen dem Cephalopoden-Kalkstein und dem typischen *Vaginatium*-Kalkstein noch einen grauen Kalkstein mit kleinen Glaukonitkörnern, der in 3 cm Mächtigkeit nur fragmentarisch ausgebildet ist; man kann ihn als *Echinosphaerites*-Kalkstein ansehen; in einigen Fällen ist es aber schwer zu entscheiden, ob man diese fragmentarische Schicht zur Aseri-Stufe oder zur *Vaginatium*-Stufe rechnen soll (s. Näheres S. 101).

Die allerobersten Schichten der Aseri-Stufe kann man im Steinbruch von Kallavere (26 b) beobachten (Prof. S. 53), wo der obere Teil des Cephalopoden-Kalksteins im allgemeinen ein ähnliches Gepräge trägt wie im Profil von Ubari. Nach den Profilen von Jägala und Kallavere ist auch die Profilzeichnung auf der Profiltafel III ausgeführt worden. Diesem Profil sehr ähnlich ist das Profil der Aseri-Stufe im Bohrloch von Kostivere, wo die entsprechenden Schichten in allen Einzelheiten verfolgt werden können (s. die Mächtigkeit der einzelnen Schichten in Tab. III).

Tabelle III.

Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe und ihrer Unterabteilungen in der Umgebung von Ojaküla und im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes.

| Mächtigkeit / Lokalität: | Ko | 26b | 28a | 29g | Ki | 39a | U |
|--|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| d. ganzen Aseri-Stufe | 90 | 67+ | 62+ | 133 | 138 | 166 | 200 |
| d. oberen Cephalopoden-Kalksteins | 8 | 8+ | | 17 | 27 | 17 | 46 |
| d. unteren Cephalopoden-Kalksteins | 50 | 59+ | 32+ | 78 | 70 | 79 | 72 |
| d. <i>Echinosphaerites</i> -Kalksteins. | 32 | | 30 | 38 | 41 | 70 | 82 |

Ko = Bohrloch von Kostivere, Ki = Bohrloch von Kiiu, U = Bohrloch von Ubja.

Man kann die Profile der Aseri-Stufe: Ubari — Kiiu — Jägala — Kostivere zu einer Gruppe zusammenfassen, da all diesen Profilen einige gemeinsame Züge anhaften. Die Aseri-Stufe kann hier nur in zwei Teile gegliedert werden. Der untere Teil — der *Echinospaerites*-Kalkstein mit vielen Echinospaeriten — enthält in seinen untersten Schichten grössere oder kleinere Mengen weisser Ooide, während in den oberen Schichten in grösserer Zahl kleine Glaukonitkörner auftreten. Der obere Teil der Stufe — der Cephalopoden-Kalkstein — wird durch das Bestehen von zwei deutlichen Sedimentationszyklen charakterisiert, die jedesmal mit grossem Mergel- und Ooidenreichtum einsetzen und nach oben zu mergel- und ooidenärmer werden; die Grenze zwischen beiden Sedimentationszyklen ist als eine scharfe Diskontinuitätsfläche ausgebildet. Man kann hier von einem unteren und einem oberen Cephalopoden-Kalkstein sprechen. Beide sind sie durch grossen Cephalopodenreichtum gekennzeichnet, welcher aber im unteren Kalkstein besonders gross ist. Die untere und obere Grenze der Stufe ist in diesem Gebiet ebenso ausgebildet wie in den östlicheren Profilen. Die Mächtigkeit der Stufe fällt von 1,38 m auf 0,90 m. Als typisches Profil kann man Ubari ansehen.

Die Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn.

Wenden wir uns jetzt einer anderen Gruppe von Profilen der Aseri-Stufe zu, so kann hier das Profil von Suhkrumägi (21 k) (Prof. S. 51) als typisch bezeichnet werden (als Profilzeichnung ist das Profil von Iru (24 c) auf Profiltaf. I A angeführt worden). Die Mächtigkeit der Stufe ist bei Suhkrumägi 68 cm. Die untere Grenze ist durch die typische Diskontinuitätsfläche markiert, die obere Grenze durch die weissen Ooide gekennzeichnet. Die Aseri-Stufe besteht nur aus Cephalopoden-Kalkstein, bei dem man, wie in Ubari, einen oberen (I) und einen unteren (II) Teil unterscheiden kann. Der obere Cephalopoden-Kalkstein (I) ist gegen das Liegende durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche abgegrenzt; er ist in seinen unteren Schichten mergel- und ooidenreich und wird nach oben zu mergel- und ooidenärmer. Somit bil-

det der obere Cephalopoden-Kalkstein im Profil von Suhkrumägi einen ebensolchen Sedimentationszyklus wie bei Ubari. In den allerobersten Schichten des Cephalopoden-Kalksteins werden die Eisenooide durch weisse Ooide ersetzt, die in der Richtung des Hangenden allmählich vollständig verschwinden.

Es ist deshalb schwer zu entscheiden, wo die oberste Grenze der Stufe zu ziehen ist; man hat dieses Gestein, das petrographisch dem Liegenden vollständig ähnlich ist, aber keine Ooide führt, zur Aseri-Stufe gezählt. Wie später dargelegt werden soll, ist eine solche Grenzziehung nicht immer befriedigend, da das Gestein der hangenden Lasnamäe-Stufe ebenso aussieht wie die fragliche oberste Schicht der Aseri-Stufe.

Der untere Cephalopoden-Kalkstein (II) besteht nicht aus einem Sedimentationszyklus wie in der Profilgruppe von Ubari, sondern man kann hier drei verschieden ausgebildete Schichten unterscheiden. Die oberste dieser Schichten (II a) ist die mächtigste und stellt schon allein einen recht deutlichen Sedimentationszyklus dar: im unteren Teil dieses Zyklus findet man viele grosse Eisenooide, die aber im oberen Teil fehlen; die Grenze gegenüber dem Liegenden ist als Diskontinuitätsfläche ausgebildet. Der mittlere Teil (II b) des unteren Cephalopoden-Kalksteins ist in seinem mittleren Drittel sehr mergelig, wird aber in der Richtung zum Hangenden und Liegenden dichter und enthält hier recht wenige, aber grosse Eisenooide; auch seine untere Grenze wird durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche gekennzeichnet. Der unterste Teil (II c) des unteren Cephalopoden-Kalksteins, wohl nur bis 5 cm dick, ist als mergeliger Kalkstein mit vielen kleinen Eisenoiden ausgebildet. Alle drei Schichten stellen selbständige Sedimentationsphasen dar.

Im allgemeinen verwittern die Schichten der Aseri-Stufe in diesem Gebiet leicht, und in der steilen Glinthwand entsteht dadurch eine Verwitterungshohlkehle, nach der die Stufe im Profil gut aufzufinden ist. Innerhalb der Stufe erkennt man in den stark verwitterten Aufschlüssen auch die Schicht II c und den mittleren Teil der folgenden Schicht II b durch ihre geringere Verwitterungsbeständigkeit.

Östlich von Tallinn gibt es noch eine ganze Serie von Profilen, die demjenigen von Suhkrumägi sehr ähnlich sind (der grösste Unterschied besteht in der Mächtigkeit der einzelnen Schichten, s. Tab. IV, S. 79); zu dieser Gruppe gehören die Profile 21 g, 23 a, 23 b und das Bohrprofil von Saha. Sehr ähnlich dem Profil von Suhkrumägi ist auch das Profil von Iru (24 c) (Prof. S. 52). Allerdings wären hier einige Abweichungen zu verzeichnen: der obere Teil (IIa) des unteren Cephalopoden-Kalksteins erinnert eher an die betreffenden Schichten von Ubari, da der grösste Teil der Schicht keine Ooide führt; auch gehört Iru zu den wenigen Lokalitäten der Aseri-Stufe dieses Gebietes, wo die obere Grenze der Stufe durch eine, wenn auch nur schwache Diskontinuitätsfläche markiert ist. Eine vollständige Übereinstimmung mit dieser Lokalität zeigen die beiden anderen Profile von Iru (24 a und 24 b).

Die Profile von Viimsi (22 a, 22 b, 22 c) (Prof. S. 53) stellen hinsichtlich des Cephalopoden-Kalksteins einen Übergangstypus zwischen den Profilen Suhkrumägi und Ubari dar, wobei sie jedoch ihrer Ausbildung nach den Profilen von Suhkrumägi und Iru näherstehen. Zu der Profilgruppe von Suhkrumägi gehört auch das Bohrprofil von Lagedi. In den Profilen von Iru, Saha und Lagedi kann man noch die fragmentarischen Reste des *Echinosphaerites*-Kalksteins feststellen (s. S. 101).

Ebenfalls dem Profil von Suhkrumägi ähnlich sind die Profile am Glint bei Lasnamägi (21 e, 21 b) (Prof. S. 50, 51). Die Mächtigkeit der Stufe hat hier allerdings etwas abgenommen, sonst sind die Schichten ebenso ausgebildet wie in der obengenannten Lokalität. Bei 21 e ist wahrscheinlich die obere Grenze der Stufe etwas zu hoch gezogen worden, worauf wohl die unerwartet grosse Mächtigkeit des Cephalopoden-Kalksteins an dieser Stelle zurückzuführen ist. Bemerkenswert ist, dass sich im Profil von Lasnamägi (21 b) im unteren Teil (IIc) des unteren Cephalopoden-Kalksteins die Beimengung der Quarzkörner schon deutlich bemerkbar macht (s. S. 126). In den Profilen von Lasnamägi, in denen eine Abnahme in der Mächtigkeit der Stufe stattgefunden hat, ist das im Bereich des oberen ooidenleeren Teils der Schicht IIa des unteren Cephalopoden-Kalksteins geschehen. An das Profil von Suhkrumägi schliesst sich das Profil 20 a an, wo ebenfalls alle Schichten und Dis-

kontinuitätsflächen gut zu verfolgen sind; auch hier ist die obere Grenze, wie bei *21 e*, vielleicht um einige cm zu hoch gezogen worden.

Westlich von Tallinn am Glint bei Kadaka, Mäeküla, Harku, Tiskre und Rannamõisa finden wir eine weitere Serie der Profile der Aseri-Stufe, die sich ihrer Ausbildung nach dem Profil von Suhkrumägi anschliessen; als typisches Profil dieser Gruppe soll Kallaste (*15 c*) angeführt werden (Prof. S. 50). Die Mächtigkeit der Stufe hat sich hier noch mehr verringert, besonders die der Schicht IIa, die nur noch 8 cm dick ist. Bei diesem Profil bestehen ebensolche Schwierigkeiten bei der Bestimmung der oberen Grenze der Stufe wie bei den Lokalitäten *21 e* und *20 a*. Typisch für das Profil von Kallaste ist, dass in allen Schichten der Stufe in geringer Zahl schon Quarzkörner vorkommen. Dem Profil von Kallaste schliessen sich in ihrer Ausbildung die Profile *15 b*, *15 c*, *16 a*, *16 b*, *17 c*, *17 e*, *18 c* an. Ihnen sehr ähnlich sind die schon erwähnten Profile von Lasnamägi — *21 b* und *21 e* —, die eine Mittelstellung zwischen den beiden Profiltypen von Kallaste und Suhkrumägi einnehmen. Ein Übergangsglied zur nächsten, westlicher gelegenen Profilsreihe stellt das Profil von Teliõme (*11 g*) dar.

Die Aufschlüsse der Profilsgruppen von Suhkrumägi und Kallaste sind in der Umgebung von Tallinn zerstreut. In ihnen ist die Mächtigkeit der Stufe 40—80 cm. Man könnte alle Profile der Aseri-Stufe vom Typus Suhkrumägi (*21 k*) und Kallaste (*15 c*) als Profilsgruppe der Umgebung von Tallinn zusammenfassen. In diesem Fall würde der Kallaste-Typus mit seinem geringen Gehalt an Quarzkörnern eine Unterabteilung darstellen. Das Profil von Viimsi muss als Übergangsprofil zur Profilsgruppe von Ubari gerechnet werden, da es in seiner Ausbildung dem Bohrprofil von Kostivere recht nahesteht.

Die Aseri-Stufe im Gebiet der Profilsgruppe von Liikva.

Eine neue Gruppe von Profilen geben folgende Aufschlüsse: Liikva (*13 c*) (Prof. S. 49), Lahepere (*7 c*) (Prof. S. 48), Paldiski (*4 d*) (Prof. S. 47), Vitimõisa (*13 e*), Rannamõisa (*14 a, b*), Moorasti (*13 g*). Projiziert man die zu dieser Gruppe

gehörigen Profile der Aseri-Stufe auf eine W 37° S — O 37° N-Linie, so erhält man folgende Reihenfolge der Profile (s. Karte II, Linie B) (s. Tab. V, S. 79):

| | | | | | | | | |
|---------------------------------------|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Lokalität: | 4d | 7c | 11c | 13e | 13c | 13g | 14a | 14b |
| Mächtigkeit der
Aseri-Stufe in cm: | 33 | 35 | 32 | 35 | 38 | 32 | 30 | 34 |

Eine Zwischenstellung zwischen dieser und der vorherbeschriebenen Profilserie nimmt das Profil von Telinõmme (11g) ein; Übergangsprofile zur nächstfolgenden Profilgruppe liefern folgende Lokalitäten: Türisalu (11 a) (Prof. S. 49), Leetse (6 c) (Prof. S. 48) und Paldiski (4 c).

Ausser der Abnahme der Mächtigkeit weist die Profilgruppe von Liikva (13 c) folgende charakteristische Züge auf. Die Zweiteilung der Stufe im unteren und oberen Cephalopoden-Kalkstein ist in allen Profilen deutlich ausgebildet, in beiden Teilen kommt eine zyklische Sedimentation zum Ausdruck. Im allgemeinen ist der untere Cephalopoden-Kalkstein mergeliger. Die Ooide sind ziemlich gross; grösstenteils handelt es sich um Eisenooide; in dem oberen Teil des oberen Cephalopoden-Kalksteins treten regelmässige weisse Ooide auf. In einigen Profilen können auch im oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins weisse Ooide beobachtet werden. An einigen Lokalitäten findet man schon die pyritischen Ooide, die wahrscheinlich durch sekundäre Reduktion der Eisenooide entstanden sind und in stark dolomitisierten Partien des Gesteins vorkommen (Paldiski (4 c)). Ganz allgemein ist das Vorkommen recht vieler ziemlich kleiner Quarzkörner. In dem unteren Cephalopoden-Kalkstein fehlt der in früher beschriebenen Profilen den Abschluss der Schicht bildende ooidenfreie Teil; eine Detailgliederung dieses Kalksteins ist nicht mehr möglich.

Die die untere Grenze darstellende Diskontinuitätsfläche ist typisch ausgebildet; in manchen Profilen ist sie eine ebene, mit Vertiefungen versehene Fläche (7 c, 6 c).

Die Diskontinuitätsfläche zwischen dem unteren und dem oberen Cephalopoden-Kalkstein hat ebenfalls ihren typischen Charakter beibehalten; man findet auf ihr häufig Cephalopoden. Auch die obere Grenze der Stufe ist nun immer durch eine deutliche, oft ebene Diskontinuitätsfläche

markiert, sodass es in diesen Lokalitäten nicht schwer fällt, die obere Grenze der Stufe aufzufinden. Ausserdem besteht die unterste, durchschnittlich 07 cm mächtige Schicht der Lasnamäe-Stufe aus einem hellgrauen, harten Kalkstein, sodass sie sich gewöhnlich, zum mindesten in verwitterten Profilen, deutlich vom Liegenden und Hangenden abhebt. Diese Schicht der Lasnamäe-Stufe enthält in ihrem unteren Teil meist noch einzelne kleine weisse Ooide und einzelne Quarzkörner; durch diese Beimengungen hat sie eine gewisse Ähnlichkeit mit den liegenden Schichten (s. über die Mikrostruktur der Lasnamäe-Stufe S. 175). Die Frage der Zugehörigkeit dieser Schicht zu der Aseri- oder zu der Lasnamäe-Stufe hat lange Zeit Schwierigkeiten bereitet, alle bisherigen Untersuchungen sprechen aber dafür, dass sie ein Glied der Lasnamäe-Stufe ist.

Die Aseri-Stufe im Gebiet der Profilgruppe von Väike-Pakri.

Die Aufschlüsse nordwestlich der Linie Paldiski (4c) — Leetse (6b) — Suurupi (13f) incl. stellen eine selbständige Profilgruppe der Aseri-Stufe dar; zu diesem Gebiet gehört der grösste Teil der Halbinsel Pakerort, die Insel Väike- und Suur-Pakri und die Insel Osmussaar. Projiziert man die auf diesem Gebiet vorhandenen Profile auf eine W80S—O80N-Linie, so erhält man folgende Reihenfolge der Aufschlüsse (s. auch Karte II, Linie A):

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|
| Lokalität: | 1d | 2c | 3c | 3g | 3n | 5a | 5b | 4a | 4c | 6b | 11b | 13f |
| Mächtigkeit der Aseri-Stufe in cm: | 10 | 12 | 15 | 15 | 12 | 14 | 14 | 14 | 17 | 16 | 20 | 15 |

Profilbeschreibungen sind für die Lokalitäten 1d, 2c, 3n, 4a und 5b gegeben worden (Prof. S. 46—47).

Alle diese Profile haben das gemeinsam, dass es bei ihnen unmöglich ist, die Zweiteilung des Cephalopoden-Kalksteins festzustellen, was noch in den vorherbeschriebenen Profilen der Fall war. Die Aseri-Stufe wird allerdings in allen Profilen dieser Gruppe ebenfalls durch eine Diskontinuitätsfläche in eine untere und eine obere Schicht geteilt; es scheint aber, dass diese Diskontinuitätsfläche nicht mit derjenigen zwischen dem unteren und dem oberen Cephalopoden-Kalkstein synchron ist.

Welcher Teil des Cephalopoden-Kalksteins in dieser Profilsérie ausgebildet ist, ist wegen der geringen Mächtigkeit des Profils vorläufig unmöglich zu entscheiden. Es kann sein, dass man in Zukunft genauere Anhaltspunkte für das Alter dieser Diskontinuitätsfläche finden wird, und dass man dann vielleicht auch in diesen Profilen einen unteren und einen oberen Cephalopoden-Kalkstein unterscheiden wird. Vorläufig muss aber die Entscheidung dieser Frage offenbleiben.

Den Charakter der Aseri-Stufe innerhalb dieses Gebiets kann man auf der Insel Väike-Pakri (3) gut kennenlernen. Hier sind die die Stufe bildenden Schichten mit nur kleinen Unterbrechungen längs dem ganzen Gint aufgeschlossen. Auf Grund der Beobachtungen ist es möglich, von der Lokalität 3n ausgehend (Prof. S. 46), folgende Zusammenfassung der Eigentümlichkeiten der Aseri-Stufe in diesem Gebiet aufzustellen.

Die Stufe wird durch eine scharfe Diskontinuitätsfläche in zwei voneinander abweichende Teile getrennt. Im allgemeinen ist das Gestein der Aseri-Stufe grünlichgrau und dadurch in den Aufschlüssen leicht zu erkennen. Bei genauerer Betrachtung sieht man aber, dass der obere Teil der Stufe dennoch gelblicher ist. Gewöhnlich ist das Gestein recht mergelig, und zwar im unteren Teil — unten, im oberen Teil — oben, weshalb bei der Verwitterung der mittlere Teil als dichterer Kalkstein hervortritt; in unverwitterten Profilen kann man diesen Unterschied nicht beobachten.

Die untere Grenze der Stufe wird durch die typische Diskontinuitätsfläche markiert, die zum Teil ganz eben sein kann. Auch die obere Grenze der Stufe ist durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche gekennzeichnet, die ihrem Habitus nach derjenigen Diskontinuitätsfläche entspricht, die in östlicheren Profilen die obere Grenze des unteren Cephalopoden-Kalksteins bildet, sodass man geneigt ist, diese beiden Flächen miteinander zu identifizieren. Besonders deutlich ist dieser Eindruck im Profil von Uuge (4a). In allen Profilen kann man sehr gut die unterste 07 cm-Schicht der Lasnamäe-Stufe verfolgen, die durch ihre helle Farbe und grosse Härte besonders deutlich in verwitterten Profilen hervortritt.

Die Ooide sind in grosser Menge in der ganzen Stufe zu finden; im unteren Teil der Stufe sind sie etwas grösser und pyritisch, im oberen Teil — kleiner und

weiss. In allen Schichten findet man reichlich recht grosse Quarzkörner, und man sollte hier eigentlich von Sandkalkstein sprechen.

Es ist bemerkenswert, dass der mittlere Teil der Stufe in diesem Gebiet recht viele Fossilien enthält; am häufigsten sind *Endoceras cylindricum* Schm. und *Asaphus kowalewski* Lawr.

Dem Profil von Väike-Pakri sehr ähnlich ist das Profil von Uge (4 a) (Prof. S. 47). Die Profile von Suur-Pakri (2 a), Pakerort (5 b) und Osmussaar (1 d) entsprechen ebenfalls im allgemeinen der obenangeführten Beschreibung und unterscheiden sich nur durch geringere Einzelheiten vom Väike-Pakri-Profil.

Somit sind alle am Glint Nord-Estlands festgestellten Profile der Aseri-Stufe vom sedimentpetrographischen — richtiger gesagt vom vergleichend-lithologischen — Gesichtspunkt aus betrachtet worden, wobei einige allgemeine Veränderungen im Charakter der Sedimentation festgestellt wurden, die man als Faziesunterschiede bezeichnen kann (s. S. 132).

Die Linien des gleichen Sedimentationscharakters und die Richtungen der Sedimentationsveränderungen der Aseri-Stufe.

(Karte II)

Die in der bisherigen Darstellung angeführten Profile der Aseri-Stufe geben unter anderem auch ein übersichtliches Bild von der Gesamtmächtigkeit der Aseri-Stufe (s. Tab. I—V). Es zeigt sich hierbei, dass im allgemeinen die Aseri-Stufe im Osten des Anstehenden der Tallinna-Serie die grösste Mächtigkeit aufweist, während sie in der Richtung nach Westen langsamer oder schneller an Mächtigkeit verliert. Es bietet sich uns in dieser Weise das auch für die anderen Stufen der Tallinna-Serie charakteristische Bild, das übrigens schon lange Zeit allgemein bekannt ist. Man muss aber hinzufügen, dass sich zusammen mit der Änderung der Mächtigkeit auch der Sedimentationscharakter der Stufe ändert: je geringer die Mächtigkeit der Stufe wird, desto unvollständiger ist ihr Profil und eine um so grössere Bedeutung erlangen die Diskontinuitäten einerseits und die Menge

der terrigenen Bestandteile, besonders der Quarzkörner, andererseits. Von dieser Feststellung ausgehend, kann man schon jetzt sagen, dass sich in der Mächtigkeit der Stufe auch der Wechsel ihres Sedimentationscharakters widerspiegelt. Von diesem Standpunkt ausgehend sind auch die verschiedenen angeführten Profilgruppen zusammengestellt worden. Somit genügt es vorläufig, zur Feststellung der Richtung der Sedimentationsveränderungen die Mächtigkeit der Stufe im Auge zu behalten.

Schon bei der Charakterisierung der Profile Aseri, Ojaküla und Ubja wurde darauf hingewiesen, dass die Sedimentationsveränderung im Gebiet der genannten Profile nicht in ostwestlicher Richtung vor sich geht, sondern dass man in dieser Beziehung eine annähernd NW-SO-Richtung annehmen muss (s. S. 70). Es ist aber vorab schwer festzustellen, ob die Sedimentationsveränderungen auf dem ganzen östlichen Gebiet NW-SO-Richtung einhalten, da die Aufschlüsse dieses Gebiets auf einen schmalen, von W nach O laufenden Streifen am Rand des nordestländischen Glints konzentriert und nicht über eine grössere nach Süden reichende Fläche zerstreut sind. Allerdings zeigen die Profile von Ojaküla, Ubja und Aseri, dass innerhalb der Aseri-Stufe die Sedimentationsveränderungen im Osten Estlands nicht die west-östliche Richtung innehalten, sondern stark davon abweichen können. In welcher Richtung und in welchem Umfang diese Veränderungen vor sich gehen, wird man erst dann sagen können, wenn auch südlich der jetzt bekannten Aufschlüsse Profile der Aseri-Stufe untersucht werden können, was aber nur mit Hilfe von Tiefbohrungen möglich sein wird.

Noch schwieriger ist die Feststellung der Richtung der Sedimentationsveränderungen in dem mittleren, aufschlussarmen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie, da hier nur einzelne, teils fragliche Profile der Aseri-Stufe bekannt sind. Man ist aber berechtigt, auch für dieses Gebiet anzunehmen, dass die Richtung der Sedimentationsveränderung stark von der W-O-Richtung abweichen kann; und wenn in der vorliegenden Arbeit in dieser Beziehung doch von einer W-O-Richtung gesprochen wird, so muss betont werden, dass Abweichungen von dieser Richtung als möglich und sogar wahrscheinlich angenommen werden.

Im westlichen Gebiet des Anstehenden der Tallinna-Serie sind die bekannten Aufschlüsse auf eine verhältnismässig grössere Fläche verteilt; sie sind im allgemeinen zahlreicher als in den vorher erwähnten Gebieten und werden dazu noch durch einige Tiefbohrungen ergänzt. Diese Umstände gestatten es uns, mit grösserer Sicherheit das räumliche Bild der Schichten der Aseri-Stufe in diesem Gebiet zu rekonstruieren.

Auf Karte II sind alle gemessenen und untersuchten Profile der Aseri-Stufe eingetragen, wobei bei jeder Lokalität auch die Mächtigkeit der Stufe vermerkt ist. Auf Grund dieser Angaben sind die Linien der gleichen Mächtigkeit resp. des gleichen Sedimentationscharakters für 15, 30, 50, 80, 100 und 130 cm gezogen worden. Es handelt sich hier richtiger gesagt um Zonen, die einen mehr oder weniger bogenförmigen Verlauf zeigen. Diese Zonen verlaufen westlich von Tallinn im allgemeinen von SW nach NO, östlich von Tallinn dagegen von NW nach SO und scheinen nördlich von Tallinn mehr zusammengedrängt zu sein als südlich von dieser Stadt: nördlich von Tallinn haben sich die Sedimentationsveränderungen schneller und innerhalb eines schmäleren Streifens, südlich von Tallinn dagegen langsamer und zugleich auch auf einem breiteren Streifen vollzogen; hierbei ist die Sedimentationsveränderung im südlichen Teil bei einer Mächtigkeit der Stufe von 50 cm besonders träge gewesen.

Von den auf diese Weise gefundenen Zonen gleichen Sedimentationscharakters lassen sich auch die Richtungen der Sedimentationsveränderungen ableiten, die senkrecht zu den ersteren liegen und auf der Karte durch Pfeile angedeutet sind. Entsprechend diesen Richtungen sind auch die Profillinien I, II und III auf Karte II gezogen worden, und auf die letzteren sind wiederum die naheliegenden Profile projiziert worden. Die Profile einer solchen Linie zeigen die kontinuierliche Veränderung der Mächtigkeit innerhalb der gewählten Richtung. Gewiss gibt es auf diesen Profillinien auch Ausnahmeprofile (z. B. 20 a auf Profillinie III und 11 b auf Profillinie II); dieser Umstand wird dadurch bedingt, dass die Zonen gleichen Sedimentationscharakters nicht geradlinig verlaufen, die Profile sind aber auf die Profillinie alle senkrecht projiziert worden. Diese Abweichungen ändern also nicht das allgemeine Resultat in seinem Grundprinzip. Es sei

hier noch bemerkt, dass als Grundlage für Karte II und für die nach ihr gezogenen Profillinien die topographische Karte im Massstab 1:126000 gedient hat. Bei einer anderen topographischen Grundlage können die Ergebnisse in Einzelheiten bis zu einem gewissen Grad abweichen, die Einordnung und der Abstand der Profile auf den Profillinien wird in manchen Fällen etwas anders, das allgemeine Bild aber dasselbe sein wie bei der hier vorgeführten Karte.

Zusammenfassend kann man sagen, dass auf Grund der bekanntgewordenen Profile im westlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie die Richtung der Sedimentationsveränderungen und die Zonen gleichen Sedimentationscharakters innerhalb der Aseri-Stufe festgestellt werden konnten. Dabei erwies es sich, dass die Mächtigkeit der Aseri-Stufe von Tallinn in der Richtung nach NW resp. NNW kontinuierlich abnimmt; in gleicher Richtung findet eine Zunahme des Quarzkörnergehaltes in dem Gestein der Stufe statt, weshalb man berechtigt ist, das Küstengebiet dieser Zeit im NW resp. NNW anzunehmen.

Die untere Grenze der Aseri-Stufe.

(Taf. XIII—XV, XXXIII)

Die Sedimentation der Schichten der Tallinna-Serie ist keine kontinuierliche gewesen, sondern es haben Sedimentationsunterbrechungen verschiedenster Art stattgefunden, die verschieden lang gedauert und sich verschieden weit erstreckt haben. Diese Diskontinuitäten in der Schichtfolge der Tallinna-Serie sind sub marin entstanden und haben einen kleineren oder grösseren stratigraphischen Wert, wie aus der schrittweisen Verfolgung der Detailprofile hervorgegangen ist. Die häufigen Diskontinuitäten in der Sedimentation der Tallinna-Serie sind in den Profilen als Diskontinuitätsflächen von verschiedenem Bau markiert. In der vorliegenden Arbeit sind nur diejenigen Diskontinuitäten angeführt worden, die mit den Schichten der hier behandelten Stufen verknüpft sind. Von diesen hat die Diskontinuität zwischen der *Vaginatum*- und der Aseri-Stufe die grösste stratigraphische Bedeutung und wird durch eine sehr scharfe und sehr mannigfaltig ausgebildete Diskontinuitätsfläche markiert, die deshalb als die

Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe näher beschrieben werden soll.

Diese Diskontinuität hat sich während eines verhältnismässig langen Zeitabschnittes ausgebildet, während dessen hauptsächlich die für die *Vaginatum*-Stufe charakteristische Sedimentation zum Teil unterbrochen gewesen und durch eine vielfältige — mechanische, chemische, biochemische und auch organogene — Aufarbeitung der älteren Sedimente ersetzt worden ist. Dass diese Ablution eine längere Zeit gedauert haben muss, wird vor allem dadurch bewiesen, dass die Faunen der *Vaginatum*- und der Aseri-Stufe einen grösseren Unterschied aufweisen. Ob es sich hier wirklich um eine Ablution, d. h. eine Aufarbeitung schon abgesetzter Sedimente, oder bloss um eine Omission, d. h. ein Ausfallen der Sedimentation, gehandelt hat, lässt sich nicht immer leicht feststellen, wie wir aus der nachfolgenden Beschreibung der Diskontinuität ersehen werden.

Die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe lässt sich in den Profilen sehr leicht auffinden, da sie einige sehr gute Erkennungsmerkmale besitzt. Im Vertikalschnitt (Taf. XV, 1, 2 und Taf. XXXIII, 1, 2) sieht man gewöhnlich eine scharfe, höckerige oder mehr oder weniger wellige Grenzfläche zwischen dem Gestein der Aseri-Stufe und ihrem Liegenden, wobei das liegende Gestein gleich unterhalb der Grenzfläche durch seine rostgelbe bis rostbraune Farbe auffällt. Beim Zerschlagen von Handstücken, in denen diese Grenzfläche eingeschlossen ist, bekommt man gewöhnlich die Basisfläche auch von ihrer Oberfläche aus zu Gesicht (Taf. XIII, 3, 4): es liegt hier eine sehr unruhige, höckerige, rostbraune Fläche vor, deren Gruben und Vertiefungen aber noch mehr oder weniger vom hangenden Gestein verdeckt sind, während aus diesem nur die Gipfel der Höcker herausragen (941 bei Aseri (41 e) (Taf. XIII, 2), auch 342 bei Valaste (47 e)). Bei stark verwittertem Gestein löst sich beim Zerschlagen der Handstücke das hangende Gestein fast vollständig von der Grenzfläche ab, sodass in solchen Fällen die Oberfläche der Diskontinuität der Untersuchung am besten zugänglich ist. Die Gipfel der grösseren Höcker sind durchschnittlich 5 cm voneinander entfernt, die gewöhnliche Tiefenamplitude der Grenzfläche beträgt ca. 2—3 cm. Die Höcker sind von verschiedener Grösse, kommen verschieden gruppiert vor und sind steil, vertikal oder

auch recht flach abgedacht. Ihrem Charakter nach ähnelt die Grenzfläche sehr einer stark aufgearbeiteten Fläche, bei der die grösseren Vertiefungen bis über 5 cm tief (von den Höckergipfeln an gerechnet) in das liegende Gestein eindringen können und dann stark an *Balanoglossites*-artige Grabgänge erinnern (s. Taf. XXXIII, 1, 990, 991, 992 — Peetri (53 m)).

Auf der Grenzfläche findet man öfters eine feingeschichtete Kruste, die ebenfalls rostbraun und oberflächlich glatt bis glänzend ist. Die Grenzfläche, besonders ihre Höcker, werden von dieser Kruste mehr oder weniger lückenlos bedeckt (342, Valaste (47 e) (s. auch Taf. XIV, 1—6)), sodass die Kruste als charakteristisches Merkmal der Grenzfläche angeführt werden kann. Die Entstehung dieser Kruste ist wahrscheinlich an die Tätigkeit von Organismen geknüpft.

Die rostbraune Farbe des liegenden Gesteins gleich unterhalb der Grenzfläche wird durch das in ihm feinverteilte Eisenoxyd verursacht. Diese eisenoxydische Imprägnation ist primär und ebenfalls als charakteristisches Merkmal der Diskontinuität zu bezeichnen. Die Intensität der Imprägnation und die Tiefe, bis zu welcher sie ins Gestein eindringt, sind sehr verschieden (s. Taf. XXXIII, 1, 990, 991, 992 — Peetri (53 m)). Als Regel gilt, dass die Imprägnation unmittelbar unter der Diskontinuitätsfläche am stärksten ist und von hier aus nach unten zu allmählich schwächer wird, um schliesslich ganz zu verschwinden; eine ausgesprochene Grenze zwischen dem imprägnierten und dem weiter unten folgenden nichtimprägnierten Gestein lässt sich also nicht feststellen (992). Die Tiefe der Imprägnation beträgt durchschnittlich 3 cm. In einigen Aufschlüssen findet man, dass die Imprägnation recht konstant den Unregelmässigkeiten der Oberfläche folgt (341, Pühajõe (49 d)), wobei sie bloss bis zu 1 cm tief in das liegende Gestein eindringt; man könnte also geneigt sein anzunehmen, dass es sich bei der Ausbildung der Oberfläche und der Imprägnation des unter ihr liegenden Gesteins um zwei synchrone Vorgänge gehandelt hat. Bei der Durchsicht mehrerer Handstücke aus verschiedenen Lokalitäten sieht man aber bald, dass die untere Grenze der Imprägnation doch grösstenteils

nicht parallel der Diskontinuitätsfläche verläuft, sondern ganz unabhängig von den Unebenheiten der letzteren verschieden tief ins liegende Gestein eindringt (991); auffallend ist hierbei noch, dass die Umgebung der tieferen Gruben resp. der Grabgänge sehr schwach von Eisenoxyd imprägniert ist, oder man bemerkt die Imprägnation überhaupt nicht (z. B. 341 bei Pühajögi (49 d), 342 bei Valaste (47 e)). Wenn man nun aber durch die Gipfel der Höcker eine Ebene zieht, so scheint die Imprägnation, von dieser aus betrachtet, im Profil an einer Lokalität in ihrer ganzen Ausdehnung ungefähr die gleiche Tiefe zu erreichen. Man muss also annehmen, dass die Imprägnation nicht gleichzeitig mit der Aufarbeitung der Schichtfläche stattgefunden hat, sondern dieser vorausgegangen ist. Es muss auch noch betont werden, dass den die Imprägnation verursachenden Kräften während der Bildung der Gruben und Grabgänge wahrscheinlich überhaupt keine Bedeutung zukam.

Es liesse sich demnach folgende Reihenfolge der bei der Entstehung der Basis-Diskontinuität auftretenden Erscheinungen feststellen: Nach dem Abbrechen der Sedimentation trat eine Zeit der Omission ein, wobei eine einigermaßen ebene Schichtfläche entstand; die Bedingungen sind für die Entstehung der eisenoxydischen Imprägnation günstig gewesen. Es folgt darauf eine Periode der Ablution mit vornehmlicher Aufarbeitung der Schichtfläche, während der die Grenzfläche ihre endgültige höckerige Form angenommen hat und die grabenden Organismen in dem noch wenig verhärteten Gestein ihre Grabgänge schufen. Als letzte Bildung ist die feinschichtige Kruste anzusehen.

Diesen Charakter trägt die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe in ihrem typischen und im östlichen Gebiet: es handelt sich um Lokalitäten der Aseri-Stufe, in denen der Asaphiden-Kalkstein durch das Vorkommen von Eisenoxyd in Gestalt von Ooiden und kleineren Körnern ausgezeichnet ist. Für diesen Teil des Anstehenden der Aseri-Stufe kann man annehmen, dass die Basis-Diskontinuität sich wahrscheinlich während einer Omissions- und Ablutionsphase gebildet hat, binnen welcher die die subaquatische Verwitterung verursachenden Kräfte wohl Abweichungen in ihrer Beschaffenheit und in ihrer Intensität aufzuweisen hatten, nicht aber durch nennenswerte Sedimentationsphasen unterbrochen wurden.

Im mittleren Teil des Untersuchungsgebiets ist die Basis-Diskontinuität im allgemeinen ähnlich ausgebildet: ihr Relief ist höckerig, die Höcker sind aber niedriger (359 bei Joaveski (34 g) — Taf. XIV, 3; auch 364 bei Ubari (29 g)) und stärker zerstreut. Die feingeschichtete Kruste ist in ihrer typischen Art ausgebildet (359 bei Joaveski (34 g) — Taf. XIV, 4 und 364 bei Ubari (29 g) — Taf. XIV, 2). Der grösste Unterschied besteht in der Imprägnation des Gesteins: die eisenoxydische Imprägnation fehlt hier, stattdessen ist das Gestein unmittelbar unter der Grenzfläche bis zur Tiefe von nur einigen Millimetern phosphatisch imprägniert, wodurch diese Partie des Gesteins eine schwach violett-dunkelgraue Färbung angenommen hat. Diese Imprägnation verläuft praktisch parallel der Grenzfläche; sie ist also gleichzeitig mit der Ausbildung der letzteren entstanden. Die phosphatische Imprägnation ersetzt die eisenoxydische dort, wo im *Echinosphaerites*-Kalkstein die eisenoxydischen Ooide und Körner durch weisse Ooide und kleine Glaukonitkörner vertreten werden. Auch der Kruste fehlt in diesem Gebiet die durch das Eisenoxyd bedingte rostbraune Farbe. Somit sind die Verhältnisse, die in dieser Gegend während der Ausbildung der Basis-Diskontinuität geherrscht haben, für die Fällung der Eisenverbindungen in Form von Oxyden ungünstig gewesen.

Anders hat sich die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn und westlich von hier gestaltet. In diesem Gebiet, in dem der *Echinosphaerites*-Kalkstein ausgekeilt oder nur in Form fraglicher Relikte zu finden ist, lässt sich der Charakter der Basis-Diskontinuität nicht immer mit Leichtigkeit feststellen, da bei ihrer Bildung nicht nur eine Ablutionsphase in Frage kommt, wie das in den östlichen Gebieten der Fall gewesen ist; man muss nämlich in der Umgebung von Tallinn mindestens noch mit einer zweiten Phase rechnen, die nach der Sedimentation des *Echinosphaerites*-Kalksteins eingesetzt hat; zwischen diesen beiden Ablutionsphasen ist somit eine Sedimentationsphase (gleichbedeutend mit der Sedimentation des *Echinosphaerites*-Kalksteins) einzuschalten. Wie die weiter folgenden Beispiele zeigen werden, sind die Verhältnisse zwischen der Sedimentation und den Sedimentationsstillständen hier wahrscheinlich noch komplizierter gewesen.

In der Umgebung von Tallinn sind die Höcker der Grenzfläche noch niedriger geworden und häufig noch mehr zerstreut als im Osten (944 bei Katleri (23 a) — Taf. XIII, 1); die sie bedeckende Kruste ist aber sehr schön ausgebildet (148, 149 und 150 vom Lasnamägi (21 b), Taf. XIV, 1, 6). Die Farbe der Kruste ist verschieden: an einigen Stellen ist sie dunkelgrau bis schwarz, an anderen wiederum rostbraun oder auch violettgrau, je nachdem ob hier eine pyritische, eisenoxydische oder phosphatische Imprägnation stattgefunden hat. Auf dieselbe Verschiedenheit der Farbennuancen stossen wir auch in der oberen Partie des Liegenden, wo die Färbung des Gesteins ebenfalls von der Beschaffenheit der Imprägnation abhängig ist. Einen besseren Überblick über die Eigenart der Basis-Diskontinuität ermöglicht uns die detaillierte Untersuchung der Handstücke, von denen diejenigen aus Katleri (23 a) besonders instruktiv sind (s. Taf. XXXIII, 2, 1063, 943 und 945; davon sind das Handstück 943 auf Taf. XV, 2 und das Handstück 945 auf Taf. XVI, 3 wiedergegeben).

Die Detailuntersuchungen haben gezeigt, dass das Gestein gleich unterhalb des typischen ooidischen Cephalopoden-Kalksteins bis zur Tiefe von 2—3 mm, von der Grenzfläche aus gerechnet, eine phosphatische Imprägnation aufweist, die nie fehlt und immer der Grenzfläche parallel läuft; nur an einigen Stellen des liegenden Gesteins kann man gleichzeitig eine schwache, aber viel tiefer vordringende, eisenoxydische Imprägnation beobachten (150, Lasnamägi (21 b), 170, Tallinn-Toompea (20 a), 130, Iru (24 a), 124, Iru (24 c)).

Stellenweise ist die eisenoxydische Imprägnation sehr intensiv ausgebildet und dringt bis zu einer Tiefe von 2 cm (von der durchschnittlichen Höhe der Höcker aus gerechnet) ins liegende Gestein ein, wobei ihre untere Grenze nicht parallel zur Diskontinuitätsfläche verläuft (943—946, 1063, Katleri (23 a)); man muss deshalb annehmen, dass sie zu einer Zeit entstanden ist, in welcher die Grenzfläche eine andere Gestalt gehabt hat. Diese Annahme wird weiter dadurch bestätigt, dass die eisenoxydische Imprägnation stellenweise unterbrochen ist (943, 944, Katleri (23 a)) oder sogar nur sporadisch in Gestalt kleiner Nester von 4—5 cm Durchmesser auftritt (130, Iru (24 a), 124, Iru (24 c), 945, Katleri (23 a) — Taf. XVI, 3 und Taf. XXXIII, 2; 945). Für diese Annahme spricht noch die Tatsache, dass in

denjenigen Handstücken, in denen die eisenoxydische Imprägnation nur nesterweise vorkommt, die phosphatische Imprägnation, sowohl in Teilen mit als auch ohne eisenoxydische Imprägnation ununterbrochen parallel der Grenzfläche verläuft. Somit haben sich beide Arten der Imprägnation zu verschiedenen Zeiten entwickelt: die eisenoxydische ist als die ältere anzusehen.

Eigentümlich für die eisenoxydische Imprägnation der Basis-Diskontinuität in der Umgebung von Tallinn ist die Tatsache, dass die intensivste Anreicherung des Eisenoxyds an der unteren Grenze der Imprägnation stattgefunden hat, demzufolge diese ziemlich scharf ausgeprägt ist (943, 945, 1063 auf Taf. XXXIII, 2, auch Taf. XVI, 3, 943 M — Taf. XVI, 4).

Die Untersuchung der Profile aus der Umgebung von Tallinn gibt uns auch ein genaueres Bild von den Grabgängen, die von der Basis-Diskontinuitätsfläche ausgegangen sind. Nach der Oberfläche der gewöhnlichen Handstücke zu urteilen, scheinen die Unebenheiten der Diskontinuitätsfläche recht flach zu sein. Auf der Vertikalfläche der Handstücke sieht man aber, dass die Vertiefungen der Diskontinuitätsfläche in die Grabgänge übergehen. Die letzteren haben einen bis zu 2 cm weiten Durchmesser. Es ist möglich festzustellen, dass die Tiefe, bis zu welcher die Grabgänge in das liegende Gestein eindringen, davon abhängt, wie weit die betreffenden Schichten zur Zeit der Entstehung der Grabgänge schon verhärtet gewesen sind. In der Umgebung von Tallinn dringen die Grabgänge von der Basis-Diskontinuitätsfläche aus bis zu 10 cm tief ins liegende Gestein ein (151, Lasnamägi (21 b), Lasnamägi (21 d), Suhkrumägi (21 h), Kallaste (15 a)).

Die Untersuchung der Füllmasse der Grabgänge und der Imprägnation des sie umgebenden Gesteins hat gezeigt, dass es möglich ist, zu drei verschiedenen Entstehungsphasen gehörende Grabgänge zu unterscheiden. Gewöhnlich findet man in den tieferen Teilen der Grabgänge als Füllmaterial einen feinkörnigen, hellgrauen Kalkstein mit wenigen Glaukonitkörnern (151, 152, Lasnamägi (21 b) — Taf. XXXII, 2, 3, 946, Katleri (23 a)); das Umhüllungsgestein der Grabgänge ist mit Pyrit imprägniert. Grabgänge von diesem Charakter sind als die ältesten anzusehen und haben sich häufig nur teilweise

erhalten. Öfters findet man in der Mitte der Grabgänge einen dunkleren, grauen Kalkstein mit kleinen Glaukonitkörnern, einzelnen dunklen pyritischen Ooiden und kleinen Phosphatknollen (151, 152, auch 141, Lasnamägi (21 b) — Taf. XXXII, 2, 3, 943, 1063, Katleri (23 a) — Taf. XXXIII, 2 u. Taf. XXXII, 4). In solchen Fällen ist das Umhüllungsgestein der Grabgänge teilweise phosphatisch imprägniert, auch die Füllung selbst kann mehr oder weniger phosphathaltig sein und eine phosphathaltige Kruste besitzen. In dieser Beziehung ähnelt der Bau dieser Grabgänge im allgemeinen dem Bau der kleinen Bohrlöcher (s. S. 171). Es gibt auch Grabgänge, in welchen der helle Kalkstein fehlt und nur der mehr oder weniger phosphathaltige Kalkstein vorhanden ist. Solche Grabgänge sind nicht so tief wie die vorigen. Die Füllmasse der phosphatischen Grabgänge ist gewiss nicht vollkommen einheitlich: der Phosphatgehalt ist sehr verschieden, die Menge der Phosphatknollen schwankt in weiten Grenzen usw.; der allgemeine Charakter der Füllung ist aber dennoch typisch und erinnert in grossen Zügen an das Gestein, welches in einzelnen Profilen zwischen dem typischen Gestein der *Vaginatium*-Stufe einerseits und der Aseri-Stufe andererseits zu finden und dessen stratigraphische Zugehörigkeit schwer zu bestimmen ist (s. S. 101). Die ebenbeschriebenen phosphatischen Grabgänge gehören einer neuen Sedimentationsphase an; sie sind genetisch von den ältesten Grabgängen der Basis-Diskontinuitätsfläche durch eine Sedimentationsphase getrennt. Man ist übrigens zur Annahme berechtigt, dass die jüngeren Grabgänge gerade im Bereich der älteren angelegt wurden, da die Füllmasse der letzteren weniger verhärtet war als das sie umgebende Substrat. Dasselbe kann man auch von den allerjüngsten Grabgängen sagen, die öfters den obersten Teil der phosphatischen Grabgänge einnehmen, dabei aber scharf von den letzteren abgegrenzt sind (1063, Katleri (23 a) — Taf. XXXII, 4 und Taf. XXXIII, 2, auch 130, Iru (24 a), 124, Iru (24 c)). Diese jüngsten Grabgänge, die im Vergleich zu den anderen nur eine geringe Tiefe besitzen, sind mit oolithischem Kalkstein der Aseri-Stufe, wie er für diese Gegend charakteristisch ist, gefüllt. Das Umhüllungsgestein der Gänge ist phosphatisch imprägniert.

Auf Grund dieser Beobachtungen kann man die Entstehung der Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe in dieser Gegend zum mindesten in drei verschiedene Ablutionsphasen zerlegen:

Nach der Sedimentation des typischen Kalksteins der *Vaginatum*-Stufe trat die erste Ablutionsphase ein, zu welcher Zeit die Anlage der tiefsten Grabgänge erfolgt ist. Es dürfte sich um einen mit der Entstehung der Basis-Diskontinuität im Osten des Untersuchungsgebiets synchronen Vorgang handeln. Daraufhin trat wieder eine Sedimentation ein, die unter anderem die Füllung der Grabgänge der ersten Ablutionsphase bewirkt hat. Es ist aber schwer zu beurteilen, ob diese Füllmasse noch aus einer Sedimentationsphase der *Vaginatum*-Stufe oder schon aus der Sedimentationsphase der Aseri-Stufe stammt. In diese Zeit fällt auch die Bildung des Kalksteins, der in Taf. XXXIII, 3, 4, unter 2 angeführt ist, und der dem Asaphiden- und eventuell dem *Echinosphaerites*-Kalkstein entsprechen könnte (s. S. 101). Sollte das wirklich der Fall sein, so würde die Diskontinuitätsfläche unterhalb des Kalksteins 2 synchron mit der Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe in östlicheren Gebieten des Anstehenden der Stufe entstanden sein, und die tiefsten Grabgänge könnten dann wohl mit ihr in Zusammenhang gebracht werden.

Die Entstehung der mit phosphatischem Kalkstein und mit Phosphatknollen gefüllten Grabgänge fällt schon in die zweite Ablutionsphase. Dabei muss man annehmen, dass das Füllungsmaterial dieser Grabgänge eigentlich den Aufarbeitungsrest des älteren Sediments darstellt, und dass die Phosphatknollen einen ähnlichen Ursprung haben wie die entsprechenden Knollen an der Basis der *Vaginatum*-Stufe; bei der letztgenannten Stufe sind sie allerdings teilweise konglomeratisch angehäuft, während sie bei der vorliegenden Diskontinuitätsfläche nur in geringen Mengen im Kalkstein von 2 auf Taf. XXXIII, 3, 4 und häufiger in den Grabgängen angetroffen werden. Ausserdem muss man annehmen, dass diese zweite Ablutionsphase eine ganze Phasengruppe umfasst, deren einzelne Glieder vorläufig noch schwer auseinanderzuhalten sind. So z. B. gehört dieser Phase wahrscheinlich auch die Entstehung der eisenoxydischen Imprägnation an.

Der dritten Ablutionsphase entspricht die Zeit, in der die endgültige Grenzfläche ausgearbeitet und die mit oolithischem Kalkstein gefüllten Grabgänge angelegt wurden. Ob diese letzte Ablutionsphase von der vorletzten durch eine Sedimentationsphase getrennt gewesen ist oder nicht, kann man gegenwärtig nicht feststellen.

Die Deutung aller Einzelheiten der Basis-Diskontinuität der

Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn ist damit noch lange nicht erschöpft. Es ist möglich, dass der hier dargestellte Ablauf im Wechsel der Sedimentation, des Sedimentationsstillstandes und der Aufarbeitung der Sedimente nicht vollständig richtig ist; es ist aber durch die vorliegenden Untersuchungen endgültig festgestellt worden, dass die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe zu einer Zeit entstanden ist, in der mehrfache Veränderungen der Entstehungsbedingungen stattgefunden haben, dass also die Basis-Diskontinuität als Komplexbildung anzusehen ist.

Westlich resp. nordwestlich von der Profilgruppe der Umgebung von Tallinn wird die Basis-Diskontinuitätsfläche in ihrem Relief noch flacher (217, Telinõmme (11 g)), oder sie ist als ebene Fläche mit einigen Vertiefungen und kleinen Löchern (Pakerort (5 a, 5 b)) ausgebildet. Dabei kann sich der Übergang der höckrigen Fläche in die ebene verhältnismässig plötzlich vollziehen (Väike-Pakri, Vesternäs (3 g)). Die Grabgänge sind überall auf dieser Fläche zu finden. Die mit dieser Fläche verbundene Imprägnation ist eine phosphatische (208, Liikva (13 c), 234, Lahepere (7 c)) und dringt nur wenig tief in das liegende Gestein ein. Stellenweise begegnet man auch einer pyritischen Imprägnation (251, Uuge (4 a)). Eine Krustenbildung ist fast durchweg vorhanden. An einigen Stellen ist die eisenoxydische Imprägnation, wenn auch nur schwach, ausgebildet (240, Paldiski (4 d)). Man kann hier ebenfalls, allerdings nicht so schön und deutlich wie im vorigen Gebiet, nach der Füllung der Grabgänge und nach der Imprägnation des Umhüllungsgesteins mehr als eine Generation von Grabgängen unterscheiden. Die Grabgänge dringen gewöhnlich nur 5—6 cm tief ins liegende Gestein ein; ihr Durchmesser erreicht noch die Grösse von 1,5 cm. Im allgemeinen sind die tieferen Grabgänge mit einem phosphatischen Kalkstein und mit Phosphatknollen gefüllt (403, Liikva (13 c) — Taf. XXXIII, 4 und Taf. XV, 4). Die Imprägnation des Umhüllungsgesteins um die tieferen Grabgänge herum ist meist pyritisch (234, Lahepere (7 c), 403, Liikva (13 c)). Das Füllmaterial dieser Grabgänge ist mit einer dichten, rauhen bis glatten, ja sogar glänzenden Phosphatkruste umgeben (208, Liikva (13 c)), wie sie bei den *Trypanites*-artigen kleinen Bohrlöchern beobachtet wird (s. S. 172). Die jüngeren Grabgänge sind kürzer und mit dem typischen ooli-

thischen Sandkalkstein der Aseri-Stufe dieser Gegend gefüllt (217, Telinõmme (11 g), 403, Liikva (13 c)). Die Imprägnation ist gewöhnlich phosphatisch. In Fällen, in denen diese jüngeren Grabgänge in die älteren eingebaut sind, sind beide gegeneinander scharf abgegrenzt. Die jüngeren Grabgänge können stellenweise eine beträchtliche Tiefe erreichen (234, Lahepere (7 c)), und dann sind auch ihre tieferen Teile mit ooidenführendem Kalkstein ausgefüllt (217, Telinõmme (11 g)).

Wie erwähnt, ist die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe an einigen Stellen als ebene Fläche mit grösseren und kleineren Vertiefungen ausgebildet, wobei die letzteren als erweiterte Grabgänge zu deuten sind (z. B. 251, Uuge (4 a)). In solchen Fällen ist die Imprägnation gewöhnlich pyritisch, aber man sieht, dass noch eine ältere — phosphatische — Imprägnation vorhanden ist. Die Vertiefungen resp. Grabgänge sind in ihren tieferen, aber nur undeutlich begrenzten Teilen mit einem phosphatischen Kalkstein gefüllt, der grösste Teil eines Grabganges enthält aber auch dann den typischen hellen grünlichgrauen Sandkalkstein mit pyritischen Ooiden. Hier sind die Ooide teilweise in der mittleren Partie des Grabganges konzentriert, wie das früher hinsichtlich der Phosphatknollen beobachtet worden ist. In dem Handstück 251 ist ausserdem ein recht grosses Sandkorn gefunden worden, das einen Durchmesser von 3 mm besitzt; nebenan liegt eine Phosphatknolle, deren Oberfläche eigentümlicherweise von Quarzkörnern überragt wird; diese Knolle ist also augenscheinlich durch Aufarbeitung entstanden: die Quarzkörner haben nämlich der Auflösung mehr Widerstand geleistet als die kalzitische Grundmasse und sind dadurch erhalten geblieben.

Auf Osmussaar (1) hat die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe wieder ihre besondere Eigenart. Das Relief der Oberfläche ist noch flacher geworden, die Höhenunterschiede betragen durchschnittlich bloss 1 cm (Taf. XIV, 5 und Taf. XXXIII, 6). Die Kruste ist deutlich verfolgbar und hier hellgrau bis weisslich. Die Imprägnation des liegenden Gesteins ist pyritisch. Eine eigenartige Ausbildung haben hier die Grabgänge: bei einer beträchtlichen Länge — bis zu 10 cm — haben sie einen sehr geringen Durchmesser, der 5 mm meist nicht übersteigt; auch dringen sie nicht tief in die *Vaginatum*-Stufe ein, sondern durchsetzen höchstens eine Schicht von

2—3 cm Mächtigkeit, die nach unten zu von einer Diskontinuitätsfläche abgegrenzt wird. Mit Ausnahme der unmittelbar den Öffnungen folgenden kurzen Teile sind die Grabgänge meistens horizontal gelagert und bilden im Gestein ein unregelmässiges Netzwerk. Man sieht hier also besonders deutlich, dass die Bildung der Grabgänge nur in einem verhältnismässig wenig verhärteten Gestein stattgefunden hat. Da hier die obere Zone der *Vaginatium*-Stufe sehr dünn ist und von zahlreichen Diskontinuitätsflächen durchsetzt wird, so ist anzunehmen, dass alle liegenden Schichten zu der Zeit, in der die Grabgänge der Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe angelegt worden sind, soweit verhärtet waren, dass sie ein ungünstiges Substrat für die Anlage der Grabgänge dargestellt haben; nur die alleroberste, weniger verhärtete Schicht der *Vaginatium*-Stufe ist für diesen Zweck noch einigermassen geeignet gewesen.

Die Füllmasse der Grabgänge auf Osmussaar besteht grösstenteils aus dem hangenden hellgrauen oolithischen Sandkalkstein der Aseri-Stufe. Stellenweise findet man in den Grabgängen auch einen hellgrauen Sandkalkstein, der älter zu sein scheint. Allem Anschein nach ist also die Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe auch auf Osmussaar während mehr als einer Ablutionsphase gebildet worden. Die Füllmasse der Grabgänge besitzt eine sehr starke phosphatische, geschichtete Kruste, die stellenweise das übrige Füllmaterial vollständig verdrängt. Das Gestein in der Umgebung der Grabgänge ist pyritisch imprägniert.

Die Diskontinuitätsflächen innerhalb der Aseri-Stufe.

Ausser der Basis-Diskontinuität findet man noch andere Diskontinuitäten, von denen aber keine einen so bedeutenden stratigraphischen Wert besitzt; sie sind ausserdem in einer bedeutend kürzeren Zeit entstanden und ihrem Bau nach verhältnismässig einfach; gewöhnlich entsprechen sie nur einer Ablutionsphase (s. Taf. XV, 5). Diese Diskontinuitätsflächen haben ein verhältnismässig ebenes Relief; die Höhenunterschiede betragen durchschnittlich bloss 1 cm, die tieferen Gruben resp. Grabgänge dringen nur bis zur Tiefe von 2 cm in das liegende Gestein ein; die Oberfläche der Diskontinuitäten ist schwach höckerig bis

wellig. Im Westen resp. Nordwesten findet man auch ebene Diskontinuitätsflächen, die mit Vertiefungen versehen sind (z. B. Uge (4 a), Väike-Pakri (3 n)). Überall werden die Vertiefungen und Grabgänge vom hangenden Gestein ausgefüllt. Die Imprägnation breitet sich nur 2—8 mm tief im liegenden Gestein aus, besitzt ihre grösste Intensität nahe der Oberfläche und wird nach unten zu schwächer, um allmählich zu verschwinden. Der imprägnierte Streifen verläuft mehr oder weniger parallel der Schichtfläche. Die Imprägnation ist meist eisenoxydisch, und deshalb fallen die Diskontinuitätsflächen in den Profilen durch die rostbraune Farbe leicht auf. An denjenigen Stellen, wo in den hangenden Schichten die eisenoxydische Komponente fehlt, hat sich die unter ihnen liegende Diskontinuitätsfläche ohne die entsprechende Imprägnation gebildet; statt dieser kann aber eine phosphatische Imprägnation beobachtet werden (z. B. 424, 425, 423, Väike-Pakri (3 n), 413, Uge (4 a)), — es wiederholt sich hier eigentlich dasselbe Bild, wie es bei der Beschreibung der Basis-Diskontinuität geschildert worden ist. Die durch Diskontinuitätsflächen voneinander getrennten Schichten zeigen immer einen gewissen sedimentpetrographischen Unterschied, der stellenweise grösser, stellenweise aber auch recht gering ist.

Ausser der Basis-Diskontinuitätsfläche gibt es in der Aseri-Stufe folgende Diskontinuitätsflächen, denen eine grössere Bedeutung zukommt (s. Profiltafeln I und II):

- I — Die Diskontinuitätsfläche an der Basis des Cephalopoden-Kalksteins.
- II — Die Diskontinuitätsfläche an der Basis des oberen Teils des Cephalopoden-Kalksteins.
- III — Die Diskontinuitätsfläche an der Basis der Lasnamäe-Stufe.

Man begegnet innerhalb der Aseri-Stufe einigen anderen Diskontinuitätsflächen, denen aber nur eine lokale Bedeutung zukommt. In vielen Fällen, besonders in stark verwitterten Aufschlüssen, sind diese weniger deutlich ausgebildeten Diskontinuitätsflächen oft recht schwer festzustellen, und es ist sicher auch in den angeführten Profilen die eine oder die andere Diskontinuitätsfläche übersehen worden. Man muss damit rechnen, dass in Wirklichkeit wenigstens den Diskontinuitätsflächen I—III eine grössere Bedeutung zukommt, als man auf Grund der Profilbeschreibungen geneigt ist anzunehmen.

Das problematische Gestein an der Basis der Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn.

Wie die Profilbeschreibungen gezeigt haben, verliert der *Echinospaerites*-Kalkstein in der Richtung von Osten nach Westen sowohl seinen Eisenoxydgehalt als auch die Eisenooide; stattdessen findet man in ihm, im mittleren Gebiet des Anstehenden der Aseri-Stufe, Glaukonitkörner und weisse Ooide (z. B. im Profil von Ubari (29 g) oder Jägala (28 a)). Gleichzeitig wird der *Echinospaerites*-Kalkstein immer dünner und in den nächsten westlichen Profilen bei Iru (24 a und c) scheint er schon ausgekeilt zu sein. Bedauerlicherweise fehlen zwischen Jägala und Iru weitere Profile der Aseri-Stufe, und es ist noch unklar, auf welche Weise sich das Auskeilen des *Echinospaerites*-Kalksteins zwischen den beiden Lokalitäten vollzogen hat. Das Fehlen der betreffenden Profile erschwert die Deutung der bis 3 cm dicken Schicht an der Basis der Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn. Lithologisch ist diese Schicht ähnlich ausgebildet (s. unten) wie der *Echinospaerites*-Kalkstein in der Umgebung von Ubari und Jägala, weshalb sie zur Aseri-Stufe, und zwar als Vertreter resp. Relikt des hier ausgekeilten *Echinospaerites*-Kalksteins gezählt werden müsste. Andererseits besitzt das Gestein dieser Schicht auch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Gestein der liegenden *Vaginatium*-Stufe dieser Gegend, sodass es in einer früheren Beschreibung des Bohrprofils von Lagedi (K. Orviku 1930, S. 4—5) zur letztgenannten Stufe gestellt worden ist. Die Entscheidung ist gerade deshalb erschwert, weil die obersten Schichten der *Vaginatium*-Stufe in den in Frage kommenden Profilen ihrem lithologischen Charakter nach dem *Echinospaerites*-Kalkstein aus Ubari und Lagedi sehr ähnlich sind. Ebenso kann das Verhältnis der fraglichen Schicht zur Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe noch nicht eindeutig festgestellt werden (s. S. 96). Um diese verschiedenen gegenseitigen Beziehungen der in Frage kommenden Schichten näher zu charakterisieren, sollen hier einige Detailprofile angeführt werden.

Die fragliche Schicht an der Basis der Aseri-Stufe ist nur in einzelnen Fällen zu finden, und zwar in den Profilen von Iru (24 a und c) (Taf. XXXIII, 5), Katleri (23 a) (Taf. XXXIII, 2), Lasnamägi (21 b) und Liikva (13 c) (Taf. XXXIII, 4 und Taf. XV, 4), ausserdem in den Bohrprofilen von Lagedi

(Taf. XXXIII, 3) und Saha. In den anderen zwischen den genannten Profilen liegenden bekannten Lokalitäten ist diese Schicht nicht vorhanden, obwohl alle Profile in dieser Hinsicht aufs genaueste untersucht worden sind. Es handelt sich also um eine nur fragmentarisch entwickelte oder erhaltene Schicht. Sie ist immer von ihrem Liegenden, das dem typischen Gestein der *Vaginatium*-Stufe dieser Gegend entspricht, durch eine sehr scharfe Diskontinuitätsfläche getrennt, die ihrerseits durch weit ins Liegende vordringende Vertiefungen und durch eine tiefgreifende Phosphatisierung der liegenden Schicht charakterisiert ist; diese Diskontinuitätsfläche fehlt dort, wo auch die fragliche Schicht fehlt. Man könnte annehmen, dass diese Diskontinuitätsfläche synchron mit demjenigen Teil der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe entstanden ist, der vom *Echinosphaerites*-Kalkstein bedeckt wird. In denjenigen Profilen der Umgebung von Tallinn, in denen, ganz abgesehen vom *Echinosphaerites*-Kalkstein, auch die fragliche Schicht nicht entwickelt ist, ist die in Rede stehende Diskontinuitätsfläche mit der Diskontinuitätsfläche an der Basis des Cephalopoden-Kalksteins verschmolzen, und beide zusammen bilden nun die für diese Gegend charakteristische mehrphasige Basis-Diskontinuität der Aseri-Stufe (s. S. 97). In solchen Fällen könnte die Füllung der mit dieser Fläche verknüpften Gräben zum Teil dem *Echinosphaerites*-Kalkstein entsprechen.

Lithologisch handelt es sich bei der fraglichen Schicht im allgemeinen um einen grauen, feinkörnigen bis mikrokristallinen Kalkstein mit wenigen, sehr kleinen, abgerundeten Fossilienfragmenten; wir finden in ihm einzelne weisse Ooide, kleine verwitterte Glaukonitkörner, Quarzkörner in verschiedener Menge und Phosphatknollen (123 M*), 124 M, Iru (24 c) (vgl. Taf. XXIX, 2), 403 M, 208 M, Liikva (13 c) (Taf. XXIX, 7)). Die Struktur des Gesteins in Betracht ziehend, muss man vorläufig diese problematische Schicht der Aseri-Stufe zuzählen und sie als Relikt des auskeilenden *Echinosphaerites*-Kalksteins bezeichnen.

*) Hier und im folgenden bezeichnet das M hinter der Nummer des Handstücks der lithologischen Sammlung der Tallinna-Serie den Dünnschliff, der aus dem Gestein des betreffenden Handstücks hergestellt ist.

Die Ooide in der Aseri-Stufe.

(Taf. XIX—XXIV)

Wie schon aus der Analyse der Detailprofile zu ersehen war, spielen die Ooide in den Schichten der Aseri-Stufe eine wesentliche Rolle. Man findet sie in verschiedener Konzentration; ihre Grösse schwankt in beträchtlichen Grenzen, und auch ihr Aufbau ist Schwankungen unterworfen. Bei eingehender Untersuchung kann man feststellen, dass diese Unterschiede gewissen Gesetzmässigkeiten unterworfen sind, deren Kenntnis bei der lithologischen Charakterisierung der einzelnen Schichten von Vorteil ist. Die nachfolgende Beschreibung der Ooide ist eine vorläufige und soll hier als Übersicht dienen in der Hoffnung, dass es möglich sein wird, in Zukunft noch einmal zur Frage der Ooide der Tallinna-Serie Stellung zu nehmen.

Die Menge (s. die Profiltafeln I—III der Aseri-Stufe) der Ooide ist in den verschiedenen Schichten und in den verschiedenen Gebieten sehr verschieden. Eine geringere Bedeutung haben die Ooide im Asaphiden- und im *Echinosphaerites*-Kalkstein der Stufe, wo sie entweder vollständig fehlen — im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Sötke (51 g), Narva (55 b)) und bei Ojaküla (39 a) —, oder eine untergeordnete Rolle spielen, z. B. bei Ubari (29 g), oder auch reichlich vorkommen, z. B. Ondika (47 a), Valaste (47 e). Man kann als Regel angeben, dass die Ooide im Asaphiden-Kalkstein im typischen Gebiet der Aseri-Stufe reichlich vorkommen, während sie im östlichen Gebiet in diesen Schichten fast vollständig fehlen, und dass auch westlich vom typischen Gebiet ihre Bedeutung abnimmt. Im *Echinosphaerites*-Kalkstein sind die Ooide ebenfalls im typischen Gebiet der Stufe reichlich vertreten, im östlichen Gebiet fehlen sie; westlich vom typischen Gebiet wird die Zahl der Ooide geringer, ja sie verschwinden schliesslich vollständig, um im mittleren Teil des Anstehenden der Stufe wieder aufzutreten; von da an sind sie weiter nach Westen zu überall dort zu finden, wo der *Echinosphaerites*-Kalkstein aufgeschlossen ist. Hinsichtlich der beiden unteren Kalksteine kann man ausserdem noch feststellen, dass die Menge der Ooide von Schicht zu Schicht verhältnismässig regelmässigen Schwankungen unterworfen ist, wobei die vertikale Verteilung der Ooide an die Sedimentationszyklen erinnert: man findet nämlich im unteren

Teil einer Schicht reichlich Ooide, während die Zahl derselben nach oben zu immer geringer wird (Taf. XVI, 1), in den benachbarten Schichten wiederholt sich diese Erscheinung von neuem. Allerdings kommt diese zyklische Verteilung der Ooide in den beiden unteren Kalksteinen der Aseri-Stufe nicht immer deutlich zum Ausdruck.

In der Aseri-Stufe sind die Ooide am reichlichsten im Cephalopoden-Kalkstein vertreten. In diesem Kalkstein findet man die Ooide in allen Profilen wieder, allerdings ist ihre Menge nicht in allen Gebieten gleich: im östlichen Gebiet kommt ihnen die geringste Bedeutung zu (z. B. Narva (55 b)), im typischen Gebiet der Stufe sind sie in allen Schichten reichlich vorhanden, im mittleren Gebiet und in der Umgebung von Tallinn sind einige obere Schichten des unteren Cephalopoden-Kalksteins praktisch ooidenlos, was auf die zyklische Verteilung der Ooide in den einzelnen Schichten zurückzuführen ist, die ja in diesem Gebiet besonders deutlich ins Auge fällt; westlich von Tallinn, wo die Mächtigkeit des Cephalopoden-Kalksteins noch geringer geworden ist, sind die Ooide in allen Schichten und meistens in grossen Mengen anzutreffen.

Taf. XIX, 1, 2, Taf. XX, 1, 3, 5, 7 sowie Taf. XXII, 1, 3, 5, 7 geben eine Vorstellung von der Menge der Ooide in den Kalksteinen der Aseri-Stufe; man sieht hier auch, dass die Ooide unregelmässig im Gestein verteilt sind, und dass ihre Menge schon in kleinen Handstücken grösseren Schwankungen unterworfen ist. In einigen Fällen kann man hinsichtlich der Verteilung der Ooide von einer schwach ausgebildeten Fluidalstruktur sprechen.

Die Ooide der Aseri-Stufe sind verhältnismässig klein (s. Taf. XX, 1—8, Taf. XXI, 1—6, Taf. XXII, 1, 3, 5, 7): bei den grösseren Ooiden erreicht der maximale Durchmesser durchschnittlich bloss 2 mm, die gewöhnliche Grösse des Ooidendurchmessers beträgt aber ca. 1 mm. Hinsichtlich der Grösse der Ooide kann man eine gewisse Regelmässigkeit feststellen. Im allgemeinen sind in einem und demselben Profil die Ooide des Asaphiden- und des *Echinosphaerites*-Kalksteins kleiner als diejenigen des Cephalopoden-Kalksteins. Im Cephalopoden-Kalkstein sind die Ooide im Osten am kleinsten und werden nach Westen zu grösser: so z. B. sind sie in den östlichen Profilen — Narva

(55 b) — 310, 330, Perjatsi (52 d) — 318, 320, 322 und Sõtke (51 e) — recht klein, in den Profilen des typischen Gebiets, wie Aseri (41 e) — 348, 350 sind sie schon grösser, im Profil von Ojaküla (39 a) — 357 werden sie noch grösser und erreichen schon im Profil von Kandle (37 b) — 93 beinahe ihre maximale Grösse; diese Grösse bleibt im mittleren Gebiet des Anstehenden der Stufe (Ubari (29 g) — 362 und Jägala (28 a) — 366) bestehen. Am grössten sind die Ooide in der Profilgruppe der Umgebung von Tallinn und ausserdem in der Profilgruppe von Liikva; als Beispiele seien genannt: die Profile von Iru (24 c) — 372, 373, 376, 1064, Lasnamägi (21 b) — 388, Kallaste (15 c) — 398, 399, Telinõmme (11 g) — 406, 407, Liikva (13 c) — 402, Paldiski (4 d) — 420. In den Profilen der Väike-Pakri-Gruppe werden die Ooide wieder kleiner. Die eben angeführten Veränderungen der Ooidengrösse gelten für den unteren Cephalopoden-Kalkstein. Im oberen Cephalopoden-Kalkstein bleiben die Ooide auch in der Profilgruppe der Umgebung von Tallinn mittelgross (so z. B. in den Profilen von Iru (24 c) — 369, Suhkrumägi (21 k) — 383, 384, Lasnamägi (21 b) — 389, 390, Kallaste (15 c) — 396, 397, Telinõmme (11 g) — 404, 405, Leetse (6 c) — 409). Besonders kleine Ooide findet man in einigen Profilen im unteren Teil des Cephalopoden-Kalksteins, z. B. im Profil von Lasnamägi (21 b) und in Iru (24 c) (s. Profiltafel I).

Ausserdem fällt noch die Tatsache auf, dass die Ooide einer Schicht nur eine bestimmte durchschnittliche Maximalgrösse erreichen, was darauf hinweist, dass die Bedingungen, unter welchen sie entstanden sind, ihre Bildung nur bis zu einer bestimmten Grösse zuliessen. In dieser Hinsicht gilt die folgende allgemeine Übersicht: im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes erreicht der Durchmesser der hier unregelmässigen Ooide durchschnittlich die Grösse von 0,6 mm (Taf. XX, 1, 2), im typischen Gebiet der Stufe steigt der Durchmesser der vorwiegend regelmässigen Ooide bis auf 0,8 mm (Taf. XX, 3, 4), im mittleren Gebiet derjenige der hier regelmässigen Ooide — bis auf 1,0 mm (Taf. XX, 5, 6), und in der Umgebung von Tallinn hat ihr Durchmesser schon eine Grösse von 1,2 mm erreicht (Taf. XX, 7, 8). Gewiss findet man immer wieder auch Ooide mit grösserem Durchmesser, doch ist deren Zahl gering; ebenso gewöhnlich ist die Erscheinung,

dass zusammen mit den die Schicht charakterisierenden grösseren Ooiden eine Menge kleinerer Ooide auftritt.

Ihrer Gestalt nach kann man die Ooide der Aseri-Stufe in zwei grosse Gruppen einteilen. Die grösste Rolle spielen die flachen, diskusähnlichen, mehr oder weniger rundlichen bis leicht elliptischen, regelmässig gebauten typischen Ooide, deren kleinerer Durchmesser $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{6}$ des grösseren Durchmessers entspricht (s. besonders Taf. XXI, 5, 6). Eine geringere Verbreitung haben die unregelmässig gebauten Ooide, die eigentlich grösstenteils durch die Ver Eisenung der Fossilienfragmente, besonders der Skelettstücke der Echinodermen (s. besonders Taf. XXI, 1, 2) entstanden sind und deshalb als Pseudoooide bezeichnet werden (s. L. Happel 1930). Zwischen diesen beiden Formen sind fortlaufende Übergänge vorhanden, und in den Schichten, in welchen hauptsächlich die regelmässigen Ooide vorkommen, findet man stets in grösseren oder kleineren Mengen auch unregelmässige Ooide vor. Die Entstehung der beiden Gruppen von Ooiden ist die gleiche, der Unterschied besteht im wesentlichen darin, dass in einem Fall die Voraussetzungen für die Bildung der Ooide gerade dazu ausreichen, um die unregelmässigen Gebilde zu schaffen, während im anderen Fall die Bedingungen besonders günstig gewesen sind, sodass die schönen, regelmässigen, typischen Ooide entstehen konnten. Im Zusammenhang mit dieser Bemerkung, sei hier eine Beobachtung erwähnt, die vielleicht besonders gut dazu geeignet ist, das Vorhandensein einer ununterbrochenen genetischen Reihe von den regelmässigen zu den unregelmässigen Ooiden und umgekehrt zu illustrieren. Es konnte nämlich festgestellt werden, dass dort, wo die Zahl der Ooide von unten nach oben allmählich abnimmt, auch die regelmässigen Ooide in gleicher Richtung den unregelmässigen Formen mehr und mehr Platz machen, z. B. im Profil von Aseri (41 e) — 350. Daraus kann man folgern, dass die Bedingungen für die Entstehung der regelmässigen Ooide zu Beginn der Schichtbildung günstiger gewesen sind, sich aber allmählich verschlechtern haben, was auch in der Verringerung der Ooidenmenge zum Ausdruck kommt.

Für eine Schicht wird diejenige Form der Ooide als charakteristisch angesehen, die der Mehrzahl der Ooide dieser Schicht eigen ist. Auch hinsichtlich der Verteilung der verschiedenen

Formen der Ooide innerhalb der Schichten der Aseri-Stufe herrscht in der Regel eine gewisse Gesetzmässigkeit. In einem und demselben Profil sind die Ooide des Asaphiden- und des *Echinospaerites*-Kalksteins gewöhnlich weniger regelmässig als im Cephalopoden-Kalkstein (s. z. B. das Profil von Aseri (41 e) — 352, 353). Im Cephalopoden-Kalkstein befinden sich die unregelmässigsten Ooide im Osten des Anstehenden; in der Richtung nach Westen gewinnt die regelmässige Gestalt immer mehr und mehr die Oberhand (s. Taf. XX, 1—8, Taf. XXI, 1—6, Taf. XXII, 1, 3, 5, 7). Man findet z. B. im Profil von Narva (55 b) nur die unregelmässigen Ooide (310, 330), im Profil von Perjatsi (52 d) hauptsächlich unregelmässige, aber darunter auch schon recht regelmässige Ooide (320, 322), wobei in den obersten Schichten den ersteren eine grössere Bedeutung zukommt (318). Das gleiche Bild bietet sich uns im Profil von Sötke (51 e). Im Profil von Aseri (41 e) hat sich das Verhältnis noch mehr zu ungunsten der unregelmässigen Ooide gestaltet (348, 350), was man auch von den übrigen Profilen des typischen Gebiets der Stufe sagen kann. Schon im Profil von Ojaküla (39 a) sind schliesslich die regelmässigen Ooide für den Kalkstein charakteristisch, sind dort also in der Überzahl vorhanden (357), während die unregelmässigen Ooide vollständig zurückgedrängt werden: sie verschwinden nicht ganz, aber ihre Zahl ist hier, wie auch in den anderen westlichen Profilen, äusserst gering. Die Oberfläche der Ooide ist rauh bis glatt, teilweise sogar glänzend.

Dem Gesagten zufolge besteht also eine Korrelation zwischen der Grösse und der allgemeinen Gestalt der Ooide der Aseri-Stufe: im Osten des Anstehenden sind die Ooide klein und unregelmässiger geformt, nach Westen zu werden sie grösser, und auch ihre Gestalt wird nach und nach immer regelmässiger.

Hinsichtlich ihrer Zusammensetzung enthalten die Ooide in der Mehrzahl reichlich Eisenoxyd, worauf ihre mehr oder weniger intensive rostbraune Farbe zurückzuführen ist. Befinden sich im Gestein grössere Mengen von Ooiden, so erscheint das ganze Gestein bräunlich gefärbt. Eine untergeordnete Rolle spielen die ihrer Farbe nach benannten weissen Ooide, die hauptsächlich aus Kalzit bestehen und

kein oder nur sehr wenig Eisenoxyd enthalten. Diese weissen Ooide müssen unter Bedingungen entstanden sein, die für den Niederschlag der Eisenverbindungen in Form von Oxyden ungünstig gewesen sind. Es fragt sich nun, ob die weissen Ooide nicht doch zuerst als Eisenoioide entstanden sind und erst sekundär ihren Eisenoxydgehalt verloren haben. Dass eine sekundäre Reduktion im gegebenen Fall möglich ist, zeigt ein abgerutschter

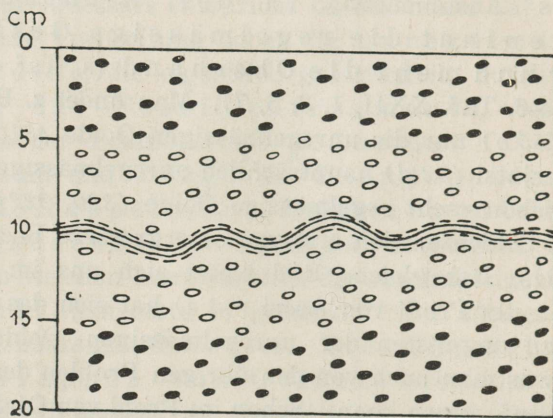


Fig. 1. Abgerutschter Block der Aseri-Stufe aus Lahepere (7): grauer, harter Kalkstein mit vielen Eisenooiden. Den Block durchzieht eine schmale, mit kristallinischem Kalzit gefüllte Spalte, an deren Rändern reichlich Pyrit auskristallisiert ist. Das Pyrit hat sich hier während des Reduktionsprozesses angehäuft, während die Eisenoioide in der Nähe des Spalts ihren Eisengehalt verloren und sich auf diese Weise in weisse Ooide verwandelt haben.

Block der Aseri-Stufe aus Lahepere (7) (Fig. 1). Diesen Block durchzieht eine schmale, mit kristallinischem Kalzit gefüllte Spalte, an deren Rand reichlich Pyrit angehäuft ist; in der nächsten Umgebung, in einer Breite von 5 cm zu beiden Seiten der Spalte, sind die weissen Ooide verteilt, während der Block in seinen übrigen Teilen ausschliesslich die typischen Eisenoioide enthält. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die weissen Ooide in diesem Fall sekundär durch Reduktion des Eisenoxyds der ursprünglichen Eisenoioide entstanden sind. Dass wenigstens stellenweise eine sekundäre Bildung der weissen Ooide aus den Eisenooiden in der Aseri-Stufe stattgefunden hat, dafür sprechen einige Beobachtungen, die während der Untersuchung der Profile im Feld gemacht worden sind. Man findet nämlich westlich

von Tallinn, besonders am Glint von Mäeküla (17), Harku (16) und Kallaste (15), an einigen Stellen, dass die dort normal auftretenden Eisenooide in den Schichten der Aseri-Stufe innerhalb kurzer Strecken durch weisse Ooide ersetzt werden. Solche kleine Nester weisser Ooide in Schichten, die normalerweise bloss Eisenooide enthalten, können wohl auf eine sekundäre Reduktion der Eisenverbindungen der Ooide zurückgeführt werden. Ausserdem konnte festgestellt werden, dass die sekundäre Dolomitisierung des Gesteins mit dem Auftreten der weissen Ooide eng verknüpft ist (z. B. bei Leetse (6)), so dass man annehmen kann, dass die die Dolomitisation begünstigenden Kräfte auch die Reduktion der Eisenooide gefördert haben.

Die weissen Ooide findet man in der Aseri-Stufe hauptsächlich im *Echinospaerites*-Kalkstein des mittleren Gebiets, z. B. im Profil von Jägala (28 a) — 368, und fast durchgehend in der obersten Schicht des Cephalopoden-Kalksteins, nahe der oberen Grenze der Stufe, z. B. in den Profilen von Perjatsi (52 d) — 318, Sötke (51 g) — 331, Aseri (41 e) — 347, Iru (24 c) — 369, Suhkrumägi (21 k) — 384, Lasnamägi (21 b) — 389, Kallaste (15 c) — 396, Telinõmme (11 g) — 404, Liikva (13 c), Leetse (6) — 409, Uge (4 a) — 413, 414 und Väike-Pakri (3 h) — 425 (s. Profiltafel II). Im ersten Fall d. h. im *Echinospaerites*-Kalkstein möchte man die Entstehung der weissen Ooide als primär ansehen, im letzten Fall könnte sekundäre Verarmung der Ooide an Eisenverbindungen in Frage kommen, da zusammen mit diesen weissen Ooiden der Pyrit in der Grundmasse auskristallisiert vorkommt und sich grösstenteils um die Ooide (s. S. 114) konzentriert hat. Die weissen Ooide findet man in einigen Fällen auch im unteren Cephalopoden-Kalkstein, z. B. in den Profilen von Lasnamägi (21 b) — 388 (s. S. 117), Liikva (13 c) — 403 (s. S. 102), wo sie auch mit Pyrit vergesellschaftet sind, was darauf hinweist, dass hier ebenfalls eine sekundäre Reduktion der Eisenooide vorliegen kann.

In der Gruppe der weissen Ooide gibt es nun noch eine Unterabteilung, zu welcher schwärzliche, gebrannt aussehende Ooide gehören; bei ihrer näheren Betrachtung erweist es sich, dass sie hauptsächlich aus Kalzit aufgebaut sind, oberflächlich aber von reichlichem Pyrit umhüllt wer-

den. Man muss wohl bei diesen Ooiden gleichfalls annehmen, dass sie durch sekundäre Reduktion primärer Eisenooide entstanden sind. Man findet diese pyritischen Ooide im unteren Cephalopoden-Kalkstein schon in der Umgebung von Tallinn (z. B. 392, 393 bei 21 b); sie sind aber für den unteren Cephalopoden-Kalkstein resp. für den unteren Teil der Aseri-Stufe in der Profilgruppe von Väike-Pakri (z. B. bei Paldiski (4 c) — 420, Uge (4 a) — 415, 416, Väike-Pakri (3 n) — 424 und Osmussaar (1 d) — 427) besonders charakteristisch; hier sind die pyritischen Ooide grösser und zahlreicher als die die höheren Schichten derselben Profile charakterisierenden weissen Ooide.

Behandelt man die Eisenooide der Aseri-Stufe mit heisser konzentrierter Salzsäure, so erhält man den von L. Happel 1930 erwähnten Kieselsäure-Rückstand der Ooide (s. Taf. XXI, 7), der bei den Eisenoiden aus verschiedenen Schichten und Gebieten des Anstehenden der Aseri-Stufe festgestellt worden ist. Demzufolge ist dieser Rückstand augenscheinlich für den Bau der Eisenooide der Aseri-Stufe charakteristisch.

Vorläufig kann man auf Grund allgemeiner Beobachtungen nur feststellen, dass die Entstehung der verschiedenen Ooide der Aseri-Stufe von den Sedimentationsverhältnissen der Kalk-, Kieselsäure- und Eisenverbindungen abhängig gewesen ist, wobei von Wichtigkeit ist, ob die Voraussetzungen für die Oxydation oder Reduktion der Eisenverbindungen während oder nach der Bildung der Ooide eingetreten sind. Man ist ausserdem berechtigt anzunehmen, dass der Eisengehalt aller Ooide, auch der Pseudooide, durch Vereisung (L. Happel 1930) zu erklären ist. Dagegen ist es kaum glaubhaft, dass die regelmässigen Ooide zuerst als weisse Ooide entstanden sein sollten, die nachträglich durch Vereisung ihren Eisengehalt erhalten hätten. Die Entstehung der regelmässigen Ooide und ihre Vereisung hat, praktisch genommen, wohl gleichzeitig stattgefunden.

Untersuchungen, die an mikroskopischen Präparaten der Ooide durchgeführt worden sind, bekräftigen die schon auf Grund makroskopischer Betrachtungen durchgeführte Einteilung in unregelmässige und regelmässige Ooide, wobei man bei den letzteren noch Eisenooide, weisse und pyritische Ooide unterscheiden kann. Es liessen sich aber noch einige Details feststellen, die zum Teil für die Ooide der verschiedenen Schichten charakteristisch sind.

Bei den unregelmässigen Ooiden, den sog. Pseudoooiden, sieht man unter dem Mikroskop deutlich, dass sie vereisente Fossilentrümmer darstellen (Taf. XXII, 2). Bei diesen kann man hauptsächlich zwei Typen unterscheiden, deren Mengenverhältnisse für bestimmte Schichten charakteristisch sein können. In dem östlichen und in dem typischen Verbreitungsgebiet der Aseri-Stufe findet man unter den unregelmässigen Ooiden viele vereisente Echinodermentrümmer (Taf. XXII, 1—4, 8). Im Westen sind diese viel seltener. Das entspricht übrigens auch der Verteilung von *Echinospaerites aurantium* Gyll. (s. K. Orviku 1927^{II}), welches Fossil im Cephalopoden-Kalkstein, besonders im westlichen Teil des Anstehenden der Aseri-Stufe fast vollständig fehlt. Den zweiten Typ bilden solche vereisente Fossilienfragmente, die aus kristallinischem Kalzit aufgebaut sind, und in die die Eisenverbindungen netzartig eingedrungen sind (Taf. XXII, 6). Diesen Typ findet man hauptsächlich im westlichen Verbreitungsgebiet der Aseri-Stufe. Bei vielen kleinen, unregelmässigen Ooiden hat sich infolge der starken Vereisung die Struktur der Fossilentrümmer so weit verwischt, dass man die Fossilienatur dieser Ooide nur vermuten kann, — es sind das die zahlreichen undurchsichtigen braunen Eisenoxydkörner und -körnchen. Bei den grösseren vereisenten Fossilien-trümmern, deren vereisente Teile im Mikroskop ebenfalls fast undurchsichtig sind, findet man gewöhnlich eine mehr oder weniger dicke Eisenoxydkruste, die teils durch die stärkere Vereisung der Oberflächenteile der Trümmer (z. B. Taf. XXII, 2, rechts unten u. a.), teils als Umhüllung der Trümmer entstanden ist (Taf. XXII, 4, links in der Mitte und Taf. XXIII, 7). Durch diese Kruste werden die Umrisse der Fossilentrümmer mehr und mehr abgerundet, sodass derartige Trümmer ein Zwischenglied zwischen den unregelmässigen und den regelmässigen Eisenooiden darstellen, wobei öfters kleinere oder grössere Fossilien-trümmer den Kern der letzteren bilden (z. B. Taf. XXII, 4, rechts unten). Man kann in vielen Fällen in ihrer Ausbildung verschieden weit fortgeschrittene Ooide beobachten, angefangen von den typischen vereisenten Fossilien-trümmern bis zu den schönsten regelmässigen Ooiden, und es ist deshalb schwer,

diese beiden extremen Typen getrennt voneinander zu behandeln. Sie scheinen eine kontinuierliche Entwicklungsreihe zu bilden, deren einzelne Glieder unter den gleichen Bedingungen entstanden sind — mit dem einen Unterschied, dass die Einwirkung der für ihre Genesis wichtigen Faktoren in einigen Gebieten zu bestimmten Zeiten nicht intensiv genug gewesen ist, um die Bildung der typischen regelmässigen Ooide zu veranlassen (z. B. im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets); teils sind aber auch die Unterschiede darauf zurückzuführen, dass die Fossilentrümmer nicht immer lange genug der Einwirkung der für die Ooidenbildung günstigen Faktoren ausgesetzt waren, sodass die Entwicklung zu den regelmässigen Ooiden auf halbem Wege Halt gemacht hat. Man kann also annehmen, dass aus den kleineren vereiseten Fossilentrümmern, die zusammen mit den regelmässigen Ooiden vorkommen (z. B. Taf. XXII, 7), bei länger andauernden günstigen Entwicklungsbedingungen ebenfalls regelmässige Ooide entstanden wären.

Aus den mikroskopischen Präparaten ersieht man auch, dass in der Richtung von Osten nach Westen die Grösse der unregelmässigen Ooide, d. h. der vereiseten Fossilentrümmer, abnimmt und ihre Abrundung stärker in den Vordergrund tritt (vgl. Taf. XXII, 1, 3, 5, 7); gleichzeitig ändert sich das gegenseitige Mengenverhältnis der unregelmässigen und regelmässigen Ooide zu Gunsten der letzteren, während diese im allgemeinen auch grösser werden. Alle diese Erscheinungen weisen darauf hin, dass die Entstehungsbedingungen für die Ooide zur Zeit der Bildung des Cephalopoden-Kalksteins im Westen des Untersuchungsgebietes im allgemeinen am günstigsten gewesen sind und sich nach Osten zu allmählich verschlechtert haben.

Die regelmässigen Ooide weisen immer eine mehr oder weniger deutliche konzentrische Bänderung auf, die man schon makroskopisch bei zerbrochenen Ooiden sehen kann, die aber im mikroskopischen Präparat besonders deutlich hervortritt. Konzentrisch gebändert sind fast alle regelmässigen Ooide, bei jenen Eisenooiden aber, die sich durch einen besonders hohen Eisenoxyd-Gehalt auszeichnen und infolgedessen unter dem Mikroskop fast undurchsichtig sind, ist die Bänderung maskiert und schwer zu verfolgen (s. Taf. XXII, 7). Bei den

weissen Ooiden dagegen, die im Dünnschliff eine verschieden intensive hellgelbe Färbung zeigen (verschiedener Gehalt an Eisenverbindungen!) und mehr oder weniger durchsichtig sind, kann man stets die konzentrische Bänderung im Präparat gut unterscheiden (s. Taf. XXIII).

Es ist anzunehmen, dass die meisten regelmässigen Ooide einen Fremdkörper zum Kern haben, um den herum die Bildung der Bänderung ihren Anfang nimmt. Dass nicht in allen in den Dünnschliffen sichtbaren Ooiden ein Kern festgestellt werden kann, hängt teilweise damit zusammen, dass ein solcher nur in einem Meridianschnitt vorhanden sein kann, in einem Dünnschliff muss man aber immer damit rechnen, dass nicht ein jeder Ooid in dieser Richtung getroffen ist. Ausserdem sollte noch in Betracht gezogen werden, dass der Kern sehr klein sein kann und deshalb schwer als solcher zu diagnostizieren ist. Die Grösse der Kerne ist sehr verschieden (vgl. Taf. XXIII, 7 mit 4); gewöhnlich ist er im Vergleich zur Gesamtgrösse der Ooide sehr klein. Die Rolle des Kernes übernehmen am häufigsten mehr oder weniger deutlich erkennbare vereisente Fossilien-Trümmer, viel seltener die Glaukonitkörner oder auch Bruchstücke von Ooiden (z. B. Taf. XXIII, 1, links).

Die mikroskopische Untersuchung hat erwiesen, dass die weissen Ooide keinen einheitlichen inneren Aufbau besitzen. In der Mehrzahl der Fälle sind sie schön gebändert, im Dünnschliff bei durchfallendem Licht hellgelb und mehr oder weniger durchsichtig (Taf. XXIII, 1, 2). Manchmal findet man aber, dass die makroskopisch als weiss bestimmten Ooide in Wirklichkeit Eisenoide sind, die eine Kruste aus kristallinischem Kalzit besitzen und nur dieser ihre Zugehörigkeit zu den weissen Ooiden verdanken. Diese kristallinische Kalzitkruste kann sehr dünn und schwer nachweisbar sein (Taf. XXIII, 5), während sie bei anderen Exemplaren eine beträchtliche Dicke erreichen kann (Taf. XXIV, 1, 2, 3). Gleichzeitig sieht man Ooide, die vollständig aus kristallinischem Kalzit bestehen (Taf. XXIV, 1, rechts oben). Die verschiedensten Übergänge sind möglich. Es gibt übrigens Schichten der Aseri-Stufe, die an einigen Lokalitäten fast ausschliesslich Ooide aus kristallinischem Kalzit aufweisen (Taf. XXIV, 4, 5, 6, 7). Bei einigen dieser Ooide besitzt das Kalzit eine radialfaserige Struktur (Taf. XXIV, 6), bei anderen fehlt diese Erscheinung. Auf Taf. XXIV, 7, links, sieht man ein Ooid — zu-

sammengesetzt aus einem kalzitischen Ooid innen, mit einer ebenfalls kalzitischen Kruste aussen, rechts von ihm befindet sich ein anderes kristallinisches Ooid mit einem recht grossen Ooidenbruchstück als Kern. Die Entstehung der kristallinischen Kalzitkruste um die Eisenooide und die Entstehung der reinen kristallinischen Kalzitooide kann man auf sekundäre, teilweise oder vollständige Umkristallisierung der normal vorgebildeten Ooide zurückführen.

Die Untersuchungen an Dünnschliffen haben weiter klargelegt, dass die pyritischen Ooide eigentlich nichts anderes als weisse Ooide sind, deren Vorkommen an das Auftreten reichlichen kristallinischen Pyrits gebunden ist. Unter dem Mikroskop sind sie von den weissen Ooiden schwer zu unterscheiden, um so mehr als zusammen mit den weissen Ooiden gewöhnlich kristallinisches Pyrit gefunden wird. Im Gestein mit weissen und pyritischen Ooiden ist Pyrit in verschiedenen Mengen verteilt; besonders reichlich tritt es aber in der Umgebung der Ooide auf (Taf. XXIII, 6, 8), wobei die Gestalt der Ooide durch die pyritische Kruste nicht verändert wird (Taf. XXIII, 9, 10 und Taf. XXIV, 11). Sehr häufig sind aber auch Schriffe, in denen man ganz deutlich sieht, dass die Ooide durch die Auskristallisierung des Pyrits teilweise zerstört worden sind (Taf. XXIII, 3), oder dass grössere Pyritkristalle teilweise oder vollständig in den Ooiden Platz gefunden haben (Taf. XXIV, 5, 6 und Taf. XXIII, 7). Zuweilen ist Pyrit, der Bänderung entsprechend, schichtweise im Ooid verteilt (schwarze Streifen in den Ooiden z. B. Taf. XXIII, 3). Das Pyrit scheint wenigstens teilweise bei der Diagenese des Sediments auf Kosten der Eisenoxyde der primären Eisenooide entstanden zu sein, wofür besonders die Konzentration des Pyrits um die Ooide spricht. Man könnte die Entstehung der weissen und pyritischen Ooide aus den Eisenooiden recht zutreffend mit der Reduktion des Eisenoxyds der Eisenooide bei Behandlung derselben mit heisser konzentrierter Salzsäure vergleichen, wobei letztere die Bildung des Kieselsäurerückstandes nach sich zieht. Ein wesentlicher Unterschied ist dabei allerdings vorhanden, denn bei der Salzsäurebehandlung werden auch die für die weissen Ooide besonders charakteristischen kalzitischen Bestandteile aufgelöst. In beiden Fällen findet aber die Auslaugung des Eisenoxyds aus den Ooiden statt, welche im Laboratorium in kurzer Zeit erlangt werden kann, in der Natur aber nur langsam, unter

in Einzelheiten abgeänderten Bedingungen und mit abweichenden Endresultaten erzielt wird.

Es sei hier noch eine im Dünnschliff hinsichtlich des Ooidenbaus gemachte Beobachtung angeführt. Man findet nämlich unter den zahlreichen unzerstörten schönen Ooiden immer wieder Ooidenbruchstücke (Taf. XXIV, 10, 11), deren Entstehung unschwer auf die Zeit der Ooidenbildung zurückzuführen ist. Ausser diesen trifft man auch vollständig zerstörte Ooide, deren Reste alle noch auf der Zerstörungsstelle liegen (Taf. XXIV, 8, 9). Solche mehr oder weniger zerstörte Ooide findet man in verschiedenen stark dolomitisierten Kalksteinen, und ihre Entstehung ist auf den Kristallisationsdruck, der sich beim Wachsen der Dolomitekristalle entwickelt hat, zurückzuführen.

Die im Vorangehenden wiedergegebenen Beobachtungen stützen sich auf die Untersuchung einer verhältnismässig begrenzten Zahl von Dünnschliffen. Die definitive genetische Bedeutung der ebenangeführten Tatsachen muss fürs erste unerörtert bleiben in der Hoffnung, dass sich eine Möglichkeit finden wird, in einer speziellen Untersuchung auf diese Fragen noch einmal zurückzukommen. Aus den bisher dargestellten Untersuchungsergebnissen geht aber eindeutig hervor, dass es sich in der Aseri-Stufe um typische Ooide handelt, wie sie auch in anderen Formationen vorkommen und vielfach beschrieben worden sind. Ihre Genesis muss in grossen Zügen dieselbe sein, wie sie für die Ooide im allgemeinen angenommen wird: sie haben sich in einem mehr oder weniger flachen, strandnahen Meer gebildet, in verhältnismässig warmem, sauerstoffhaltigem, bewegtem Wasser, wobei vielleicht auch Mikroorganismen als Faktor ihrer Entstehung in Betracht gezogen werden müssen.

Schliesslich sei hier noch auf Grund der Untersuchungen an Dünnschliffen eine Übersicht über die Verteilung der verschiedenen Ooide innerhalb des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe wiedergegeben. Im allgemeinen decken sich in dieser Hinsicht die Ergebnisse der makro- und mikroskopischen Untersuchungen; es handelt sich nur um Einzelheiten, durch die hier das allgemeine Bild ergänzt werden soll (s. auch Profilbeschreibung S. 46—60 und Profiltafel III). Wie schon früher erwähnt wurde, treten im Asaphiden- und im *Echinospaerites*-Kalkstein hauptsächlich unregelmässige Ooide auf, die als ver-

eisente Fossilienfragmente zu deuten sind, unter denen wiederum die Echinodermen-Fragmente häufig sind.

Im Cephalopoden-Kalkstein gibt es im typischen Gebiet der Stufe viele Ooide, die meistens noch von unregelmässiger Gestalt sind (349 M — Taf. XXII, 3 — und 348 M aus Aseri (41 e)), und unter denen die Zahl der Echinodermen-Fragmente verhältnismässig gering ist, während die kristallinen Fossilienrümpfer die grösste Rolle spielen. Die Zahl der regelmässig gebauten Ooide ist grösser als in dem liegenden Kalkstein; sie sind durchschnittlich auch grösser als die unregelmässigen Ooide resp. die vereisenten Fossilienrümpfer. Denselben Charakter zeigen die Ooide noch bei Perjatsi (52 d) im östlichen Gebiet des Anstehenden (319 M, 321 M, 322 M, 320 M), wobei beim letztgenannten Dünnschliff wiederholt Glaukonitkörner als Kerne der Ooide festgestellt worden sind.

Im Profil von Sötke (51 g) findet man dasselbe Bild nur in der obersten, 25 cm mächtigen Schicht (331 M, 332 M). In den unteren ooidenführenden Schichten treten hauptsächlich die unregelmässigen Ooide auf, unter denen die Zahl der Echinodermen-Fragmente verhältnismässig gross ist (333 M, 334 M). Es liegen hier Verhältnisse vor, die sehr an die Ooidenverteilung im Kalkstein der liegenden Schichten desselben Gebiets erinnern. Der Unterschied zwischen der Ooidenverteilung im Cephalopoden-Kalkstein und in dessen Liegendem ist bei Narva (55 b) noch geringer, wo fast ausschliesslich unregelmässige Ooide auftreten, unter denen die Echinodermen-Trümmer eine noch grössere Rolle spielen (310 M — Taf. XXII, 1). Schon in den Profilen von Perjatsi (52 d) und Sötke (51 g) zeigen die weissen Ooide in den obersten Schichten deutliche Bänderung und besitzen einen kristallinen Kern (318 M resp. 331 M).

Weiter im Westen, bei Ojaküla (39 a), übernehmen die regelmässigen Ooide schon die Führung. Sie sind bedeutend grösser als die unregelmässigen Ooide, welche letztere vorwiegend kristallinische Fossilienrümpfer darstellen, die auch öfter die Kerne der regelmässigen Ooide bilden. Die Echinodermen-Reste scheinen in der oberen 17 cm mächtigen Schicht zu fehlen (355 M), in der unteren 55 cm mächtigen Schicht sind sie noch in geringer Zahl vorhanden (357 M — Taf. XXII, 5).

In der Umgebung von Tallinn führt das mikroskopische Bild der Ooide zur Dreiteilung des Cephalopoden-

Kalksteins. Im unteren Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins, für den die kleinen Ooide charakteristisch sind, zeigen die Ooide einen sehr verschiedenen Bau: man findet hier neben den Eisenooiden auch die weissen gutgebänderten Ooide, die hauptsächlich in der Nähe der unteren Grenze vorkommen; ausserdem sind hier stellenweise auch die kristallinischen Ooide reichlich vertreten. Verhältnismässig häufig findet man im Gestein Bruchstücke der Ooide. Um die weissen und kristallinischen Ooide herum und in ihnen selbst kann man eine Konzentration des Pyrits beobachten. Als Kerne der Ooide treten neben den Ooidenbruchstücken und Fossilienrümern öfters kleine Glaukonitkörner auf, die auch lose in der Grundmasse des Gesteins zu finden sind (s. S. 128; 393 M, 392 M, 148 M aus Lasnamägi (21 b)). Ein ähnliches Bild zeigt sich uns im Profil von Iru (24 c), wo die eben geschilderten Verhältnisse sogar auf die 15 cm mächtige Schicht übergreifen, die schon zum mittleren Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins gerechnet wird; in der letztgenannten Schicht sind die Ooide allerdings grösser, unter ihnen herrscht aber dieselbe Mannigfaltigkeit der Formen wie im vorher beschriebenen Profil (375 M, 374 M, 124 M). In dieser Schicht findet man auch die Eisenooide mit radialstrahliger Kalzitkruste (Taf. XXIV, 1—3). Die unregelmässigen Ooide sind in beiden Fällen klein und nur in geringer Zahl vorhanden.

Im mittleren und oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins, wo die Ooide übrigens am grössten sind, herrschen die typischen regelmässigen, konzentrisch gebauten Eisenooide vor; ihr Kern wird häufig von einem Fremdkörper gebildet; die unregelmässigen Ooide sind klein und an Zahl gering. Nur selten findet man um die Eisenooide herum eine kristallinische Kalzitkruste (391 M — Taf. XXII, 7 und Taf. XXIII, 5 aus Lasnamägi (21 b), 376 M aus Iru (24 c) und 407 M aus Teli-nömme (11 g)). An den Stellen, wo in diesen Schichten die weissen Ooide auftreten (372 M aus Iru (24 c)), ähneln sie ihrem Bau nach den weissen Ooiden aus dem oberen Cephalopoden-Kalkstein. Ähnlich den weissen Ooiden des unteren Teils des unteren Cephalopoden-Kalksteins sind die weissen Ooide im oberen Teil der 17 cm mächtigen Schicht im Profil von Lasnamägi (21 b) (388 M — Taf. XXIV, 5—7); in dieser Schicht kann man hier schon makroskopisch ausser den weissen Ooiden noch reichlich Pyritkristalle feststellen, die im Maximum eine Kantenlänge von

3 mm besitzen; auch die Grundmasse unterscheidet sich in diesem Gebiet vom gewöhnlichen Gestein des mittleren Teils des unteren Cephalopoden-Kalksteins durch das Vorhandensein kleinerer, mehr abgerundeter Fossilienfragmente. Das Gestein wird von einer Diskontinuitätsfläche durchzogen, über der die weissen Ooide kleiner und heller sind, die gewöhnliche Bänderung aufweisen und hin und wieder von einer kristallinischen Kruste umgeben sind; häufiger als die mit einer Kruste versehenen Ooide sind aber solche, die vollständig aus einer kristallinischen Masse gebildet sind. Im Gestein unterhalb der Diskontinuitätsfläche, in dem einzelne Glaukonit- und Quarzkörner zu finden sind, sind die Ooide grösser, ebenfalls schön gebändert und unter anderen Fremdkörpern treten auch Glaukonitkörner als Kerne der Ooide auf. Kristallinische Ooide sind ebenfalls in grosser Zahl vorhanden.

In dem oberen Cephalopoden-Kalkstein sind die Ooide mittelgross (vgl. Taf. XXIII, 8 mit Taf. XXII, 7). Die Eisenooiden sind deutlich gebändert, ihr Kern wird von einem Fremdkörper gebildet; zuweilen besitzen sie eine schwache Kalzitkruste; gelegentlich findet man auch kristallinische Ooide (370 M aus Iru (24 c), 389 M und 390 M aus Lasnamägi (21 b)). Die in dem oberen Teil vorkommenden weissen Ooide zeigen eine wohlausgesprochene Bänderung, sie sind mehr oder weniger durchsichtig hellgelb und haben einen Fremdkörper zum Kern. In Begleitung der Ooide tritt reichlich Pyrit auf, das die Ooide teilweise zerstört hat: man findet nämlich viele Bruchstücke und auch durch den Kristallisationsdruck zerstörte Ooide (369 — Taf. XXIII, 3 und Taf. XXIV, 10 aus Iru (24 c) und 389 — Taf. XXIV, 8, 9 aus Lasnamägi (21 b)).

In allen Abteilungen des Cephalopoden-Kalksteins sieht man in geringer Zahl kleine unregelmässige Ooide, die hauptsächlich aus kristallinischen Fossilentrümmern bestehen und oft von einer eisenoxydischen Rinde umgeben sind. An Stellen, wo man es mit weissen Ooiden zu tun hat, fehlen die unregelmässigen Ooide, oder auch sie haben ihren Eisengehalt verloren und sind hellgelb geworden (369 M aus Iru (24 c)).

In den Profilen westlich von Tallinn, in denen der Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe Eisenooiden enthält, haben die Ooide den gleichen inneren Bau wie in den entsprechenden Niveaus aus der Umgebung von Tallinn. Dort aber, wo weisse und pyritische Ooide vorhanden sind, zeigen diese hinsichtlich

ihres inneren Baus in allen Schichten des Cephalopoden-Kalksteins dieselben Verhältnisse wie im oberen Cephalopoden-Kalkstein in der Umgebung von Tallinn: die verhältnismässig kleinen Ooide sind schön gebändert, durchsichtig, besitzen öfter einen Fremdkörper als Kern und sind reichlich von Pyrit umgeben (397 M aus Kallaste (15 c); 413 M, 414 M, 415 M aus Uuge (4 a); 424 M, 425 M aus Väike-Pakri (3 n)); unter anderem findet man auch viele zerstörte Ooide (409 M aus Leetse (6 c); 414 M, 416 M aus Uuge (4 a); 425 M aus Väike-Pakri (3 n)). In allen Dünnschliffen konnte man in kleineren Mengen unregelmässige Ooide beobachten, deren Charakter den in demselben Gestein auftretenden regelmässigen Ooiden entspricht (vgl. z. B. 414 M, 415 M, 416 M aus Uuge (4 a)). Kristallinische Ooide sind stellenweise verbreitet (z. B. 416 M aus Uuge (4 a)).

In den untersten Schichten der Lasnamäe-Stufe findet man in einzelnen Profilen vereinzelte weisse Ooide (s. S. 178), die meistens als kristallinische Ooide ausgebildet sind (412 M aus Uuge (4 a)), oder es handelt sich nur um Bruchstücke von Ooiden (412 M aus Uuge (4 a); 418 aus Paldiski (4 d)). Es scheint, dass diese Ooide allochthoner Herkunft sind, dass sie also aus dem Gestein der Aseri-Stufe ausgewaschen und in das Gestein der Lasnamäe-Stufe eingeschwemmt sind.

Die Mikrostruktur des Gesteins der Aseri-Stufe.

(Taf. XXV)

Die an den Profilen der Aseri-Stufe durchgeführten sediment-petrographischen Untersuchungen haben gezeigt, dass in der lithologischen Ausbildung der Aseri-Stufe eine verhältnismässig grosse Mannigfaltigkeit herrscht. Man konnte einige eigentümliche Veränderungen der Sedimente feststellen, die für die Stratigraphie der Aseri-Stufe von grösserer oder geringerer Bedeutung sind. Es hat sich auch erwiesen, dass in vielen Fällen die zwischen den einzelnen Schichten auftretenden lithologischen Unterschiede in manchen Gebieten recht gering sind. Ausserdem sind Untersuchungen über die Mikrostruktur des Gesteins vorgenommen worden, die allerdings fürs erste nur zu Orientationszwecken dienen, da die Zahl der analysierten Dünnschliffe verhältnismässig klein gewesen ist. Dasselbe gilt auch

für die mikrostrukturellen Untersuchungen auf dem Gebiet der Lasnamäe- und der Uhaku-Stufe (s. S. 175 und 206).

Wie schon früher bei der makroskopischen Untersuchung des Gesteins der Aseri-Stufe, so ist auch jetzt, bei der Analyse seiner Mikrostruktur, das Hauptaugenmerk auf die den Charakter der Grundmasse bestimmenden Karbonate und auf die wichtigsten Einschlüsse — die Ooide (s. S. 103) — gerichtet worden. Die übrigen Einschlüsse, die schon bei der makroskopischen Untersuchung erwähnt worden sind, nämlich — Pyrit, Quarzkörner, Glaukonitkörner und Phosphatknollen — sind nur in beschränkter Menge im Gestein der Aseri-Stufe vertreten (das gilt besonders für die Glaukonitkörner und die Phosphatknollen) und werden deshalb in dieser Arbeit nur kurz erwähnt (s. S. 126); diese Einstellung ist insofern berechtigt, als im zweiten Teil der Arbeit, die sich mit der Lithologie der älteren Stufen der Tallinna-Serie befassen wird, diesen Einschlüssen, entsprechend ihrer grösseren Bedeutung im Gestein der älteren Stufen, mehr Aufmerksamkeit geschenkt werden soll.

Bei der Betrachtung der Dünnschliffe aus dem Gestein der Aseri-Stufe, die mit wenigen Ausnahmen aus Kalkstein gebildet wird, fällt die Tatsache auf, dass die Grundmasse (s. Taf. XXV) eine sehr feinkörnige bis mikrokristallinische Struktur besitzt, sodass es auf Grund der Dünnschliffe schwer fällt festzustellen, in welchem Masse das Gestein aus terrigenem Material oder aus Kalzit besteht. Im vorliegenden Fall bieten also die Dünnschliffe keine guten Anhaltspunkte für die Beurteilung des Gehalts an terrigenen Bestandteilen in den einzelnen Schichten, wenn diese Bestandteile, wie meist in der Aseri-Stufe, äusserst feinkörnig sind.

Bei der Charakterisierung des Gesteins der Aseri-Stufe spielen die in der mikrokristallinen Grundmasse eingebetteten kalzitischen Fossilienfragmente eine wesentliche Rolle. Ihre Menge ist hier im allgemeinen gross, und man könnte den Kalkstein der Aseri-Stufe deshalb als detritisch bezeichnen. Wie die folgende Übersicht zeigt, herrscht hinsichtlich der Grösse der Fossilienfragmente innerhalb der Schichten der Aseri-Stufe eine gewisse Regelmässigkeit, und zwar nimmt die durchschnittliche Grösse der Fossilienfragmente in der Richtung von Osten nach Westen ab, während die Aufarbeitung der Fossilien-

fragmente in derselben Richtung zunimmt; diese Regelmässigkeit kommt im Cephalopoden-Kalkstein der Stufe besonders klar zum Ausdruck (vgl. Taf. XXV, 1 mit Taf. XXV, 6).

Ein wesentliches Merkmal in der Mikrostruktur der Kalksteine der Aseri-Stufe stellen die in grösseren oder kleineren Mengen vorkommenden rhomboedrischen Dolomitkristalle dar: in einigen Kalksteinen treten sie nur vereinzelt auf (Taf. XXV, 2), in anderen dagegen findet man sie in so grossen Mengen, dass sie fast die ganze Masse des Gesteins ausmachen (Taf. XXV, 5); zwischen diesen extremen Fällen sind alle Übergänge vorhanden. Einen guten Überblick über die verschiedenen Mengenverhältnisse der Dolomitkristalle in dem Gestein der Aseri-Stufe bietet Taf. XXVIII, 2, 4, 7—10, da hier Aufnahmen von Schliffen vorliegen, die mit Eisenchlorid und Ammoniumsulfid gefärbt sind, wobei sich das nichtdolomitische, hauptsächlich aus Kalzit bestehende Material schwarz gefärbt hat, während die Dolomitkristalle ihre Durchsichtigkeit beibehalten haben. Die verschieden starke Trübung der Dolomitkristalle hängt von den darin vorkommenden Einschlüssen (hauptsächlich Eisenverbindungen) ab. Diese Dolomitisierung ist im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets am intensivsten und häufigsten entwickelt, man kann sie aber, besonders nach den Dünnschliffen zu urteilen, immer wieder mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit auch in den anderen Teilen des Untersuchungsgebiets beobachten; allerdings kann man schon im typischen Gebiet der Aseri-Stufe und von hier aus nach Westen hin keinerlei Regelmässigkeiten in ihrem Auftreten mehr feststellen. Stets werden aber bei der Dolomitisation die mikrokristallinische Grundmasse und die Fossilienfragmente durch die Dolomitkristalle verdrängt, da diese sich besonders auf Kosten der Fossilienfragmente Platz schaffen. Man ist berechtigt anzunehmen, dass die besonders stark dolomitisierten Schichten der Aseri-Stufe, die jetzt sogar als echte Dolomite erscheinen, primär als mikrokristallinischer Detrituskalkstein abgesetzt worden sind. Somit muss man das typische Gestein der Aseri-Stufe als mikrokristallinischen Detrituskalkstein bezeichnen, der teils infolge Dolomitisation einen mehr oder weniger in-

tensiven Umkristallisierungsprozess durchgemacht hat. Dort, wo die Dolomitekristalle in verhältnismässig geringer Zahl auftreten und bei der Kristallisation sich gegenseitig nicht im Wachstum gehindert haben, sind sie als schöne, regelmässige Rhomboeder ausgebildet (idiomorphe Kristalle), die wir im Durchschnitt häufig als regelmässige Rhomben im Dünnschliff beobachten können. Handelt es sich aber um eine grössere Anhäufung von Kristallen, so haben ihre Konturen stark gelitten (hypidiomorphe Kristalle). Die Grösse der Dolomitekristalle ist sehr verschieden, doch hat es den Anschein, als ob ihre durchschnittliche Grösse in ein und demselben Gestein mehr oder weniger konstant ist (s. Taf. XXV, 3, 4, 5 und Taf. XXVIII, 4, 7), wenn es auch häufig vorkommt, dass in einem Dünnschliff Dolomitekristalle von verschiedener Grösse auftreten (Taf. XXVIII, 10). Bei den Dolomitekristallen sieht man öfter, dass ein grösseres äusseres Rhomboeder ein kleineres, inneres Rhomboeder umhüllt (Taf. XXV, 4, 5), wobei an ihrer Grenze ein dünner Überzug aus Pyrit oder Eisenoxyd beobachtet werden kann, der im Dünnschliff als feiner, dunklerer Streifen an der Grenze zwischen beiden Rhomboedern sichtbar ist. Diese Tatsache weist darauf hin, dass derartige „Kernkristalle“ sich in zwei Kristallisationsphasen gebildet haben (s. auch S. 177 und Taf. XXVII, 2, 7, 9).

Stellt man nun einen Vergleich der verschiedenen Schichten der Aseri-Stufe hinsichtlich ihrer Mikrostruktur an, so kann man folgende Feststellungen machen:

Der *Asaphiden*-Kalkstein ist im typischen Gebiet der Aseri-Stufe mikrokristallinisch und besitzt viele kleine kalzitische Fossilienfragmente (340 M, Pühajõe (49 d)), neben denen in grösserer oder geringerer Zahl unregelmässige Ooide vorkommen können (310 M, Narva (55 b) (Taf. XXII, 1), 353 M, Aseri (41 e)). Im östlichen Gebiet des Anstehenden tritt Dolomitisation auf, die im westlicheren Teil schwächer (326 M, Perjatsi (52 d)), im östlicheren Teil dagegen viel intensiver ist (315 M, Narva (55 b)); die Dolomitekristalle sind meistens klein, Kernkristalle kommen vor (326 M).

Im *Echinospaerites*-Kalkstein treten uns ähnliche Verhältnisse entgegen. Auch hier finden wir im typischen Gebiet des Anstehenden eine mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen kleinen kalzitischen Fossilienfragmenten und mehr oder

weniger zahlreichen, hauptsächlich unregelmässigen Ooiden (352 M, Aseri (41 e), 324 M, Perjatsi (52 d)). Im östlichen Gebiet findet man im Gestein im Westen nur vereinzelt oder kleinere Anhäufungen von Dolomitkristallen (323 M, 325 M, Perjatsi (52 d)), im Osten dagegen (312 M, Narva (55 b)) besteht das Gestein fast ausschliesslich aus Dolomitkristallen.

Westlich von Aseri, wo es unmöglich ist, Asaphiden- und *Echinospaerites*-Kalkstein voneinander zu trennen (s. S. 72), tritt uns ebenfalls ein mikrokristallinisches Gestein entgegen, in welchem aber die Fossilienfragmente kleiner und stärker abgerundet sind; das kann man, wenn auch noch nicht so deutlich, schon bei Ojaküla (39 a) (358 M) beobachten, weiter nach Westen aber (363 M, Ubari (29 g), 367 M, Jägala (28 a) (Taf. XXV, 7), 124 M, Iru (24 c)) sind diese Eigenschaften des Gesteins scharf ausgeprägt. Von Ubari (29 g) (363 M) an findet man schon einzelne sehr kleine, scharfkantige Quarzkörner und von Ojaküla an (39 a) (358 M) auch einzelne Glaukonitkörner (s. S. 128), deren Zahl im Westen in einzelnen Schichten recht gross ist (363 M, Ubari (29 g), 367 M, Jägala (28 a) (Taf. XXV, 7)). Auch die mehr oder weniger fraglichen kleinen Phosphatknollen treten schon bei Ojaküla (39 a) (358 M) auf, und je weiter nach Westen, desto sicherer lassen sie sich als wirkliche Phosphatknollen bestimmen (vgl. 363 M, Ubari (29 g), 367 M, Jägala (28 a) (Taf. XXV, 7)). In der Umgebung von Iru (24) ist der *Echinospaerites*-Kalkstein praktisch ausgekeilt. Man trifft dort und auch weiter westwärts Reste eines mikrokristallinischen Kalksteins mit Quarzkörnern, Glaukonitkörnern und Phosphatknollen, der dem *Echinospaerites*-Kalkstein ähnlich ist und als solcher bezeichnet werden könnte (s. S. 101).

Die Mikrostruktur des Cephalopoden-Kalksteins ist im typischen Gebiet der Aseri-Stufe derjenigen des Asaphiden- und des *Echinospaerites*-Kalksteins der Stufe sehr ähnlich: in der mikrokristallinischen Grundmasse sind zahlreiche kleine Fossilienfragmente verteilt (348 M, Aseri (41 e)). Dasselbe Bild herrscht auch im östlichen Teil der Aseri-Stufe, mit dem Unterschied, dass hier in einigen Schichten eine verschieden starke Dolomitisation hinzutritt. Hinsichtlich der Dolomitisation kann folgendes bemerkt werden: im Profil von Perjatsi (52 d) treten die rhomboedrischen Dolomitkristalle in verschiedener Grösse und zerstreut in verschiedener Menge auf (318 M (Taf. XXVIII, 7),

319 M, 320 M, 321 M, 322 M), oder aber sie sind nesterweise angehäuft (s. die gleichen Dünnschliffe). Der Grad der Dolomitisation verändert sich aber sehr rasch: im Profil von Perjatsi ist die Dolomitisation im allgemeinen noch recht gering, im Profil des nahegelegenen Sötke (51 g) hat sie grösstenteils schon einen hohen Grad erreicht (332 M, 333 M, 334 M), aber auch hier können schon innerhalb des einen Profils grosse Unterschiede festgestellt werden, da man neben vollständig dolomitisierten Teilen des Gesteins nur schwach dolomitisierten Kalkstein findet (331 M — Taf. XXVIII, 10). Am intensivsten ist die Dolomitisation im Profil von Narva (55 b), wo die Zahl der Dolomitkristalle gewöhnlich sehr gross ist (310 M — Taf. XXV, 3), oder die mikrokristallinische Grundmasse mit ihren Fossilienfragmenten vollständig vom Dolomit verdrängt wird (308 M, 309 M (Taf. XXV, 5)). Westlich vom typischen Gebiet der Aseri-Stufe ist der Cephalopoden-Kalkstein ebenfalls mikrokristallinisch, aber die Fossilienfragmente werden immer kleiner und abgerundeter (355 M, 357 M, Ojaküla (39 a)).

In der Umgebung von Tallinn kann man innerhalb des Cephalopoden-Kalksteins drei verschiedene Arten der Mikrostruktur feststellen. Im unteren Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins sind in der mikrokristallinischen Grundmasse stark abgerundete, sehr kleine Fossilienfragmente eingestreut, deren Menge meistens sehr gering ist (148 M, 392 M, Lasnamägi (21 b), 124 M, Iru (24 c)) und nur in einigen Fällen zunimmt (374 M, auch 375 M, Iru (24 c)). Als Beimengungen erscheinen gewöhnlich Quarzkörner, entweder vereinzelt (374 M, 375 M, Iru (24 c)) oder in kleinen Mengen (392 M, 393 M, 148 M, Lasnamägi (21 b)), und einzelne verwitterte Glaukonitkörner (375 M, 124 M, Iru (24 c) und 392 M, 393 M, 148 M, Lasnamägi (21 b)). Auch fragliche Phosphatknollen treten auf, und die Anhäufung des Pyrits fällt dem Beobachter auf (392 M, 393 M, 148 M, Lasnamägi (21 b)).

In dem mittleren und oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins findet man bei Iru (24 c) in der mikrokristallinischen Grundmasse zahlreiche verhältnismässig grosse Fossilienfragmente, und in dieser Beziehung hat die Mikrostruktur des Gesteins Ähnlichkeit mit derjenigen des Asaphiden- und des *Echinosphaerites*-Kalksteins im Osten des Gebiets (371 M, 372 M, 373 M — Taf. XXV, 2). Im Profil von Lasnamägi (21 b)

sind die Fossilienfragmente jedoch viel kleiner und stärker abgerundet (391 M). Kleinen Quarzkörnern begegnet man selten (372 M, Iru (24 c)). Eine Abweichung zeigt das Handstück 388 M aus Lasnamägi (21 b), wo nur wenige sehr kleine Fossilienfragmente, aber recht viel Pyrit festgestellt werden konnte.

In dem oberen Cephalopoden-Kalkstein umgibt die mikrokristallinische Grundmasse gewöhnlich zahlreiche sehr kleine, stark abgerundete Fossilienfragmente (369 M, 370 M, Iru (24 c), 389 M, 390 M, Lasnamägi (21 b)). Schon in den unteren Schichten des Cephalopoden-Kalksteins hat bald eine schwächere (148 M, Lasnamägi (21 b)), bald eine stärkere (371 M, Iru (24 c)) Dolomitisation stattgefunden, die nun in den oberen Schichten dieses Kalksteins im allgemeinen stark an Intensität zunimmt und weiter verbreitet ist (369 M, Iru (24 c), 389 M (Taf. XXV, 4 und Taf. XXVIII, 4)). Auch Pyrit kommt in diesen Schichten häufig vor.

In dem Gebiet der Profilgruppe von Väike-Pakri, in dem die Mächtigkeit der Stufe schon recht gering geworden ist (20 cm und weniger) und die Schichten durch die weissen Ooide charakterisiert werden, findet man in der mikrokristallinischen Grundmasse gewöhnlich sehr kleine und stark abgerundete Fossilienfragmente in verschiedener Zahl vor (415 M, Uuge (4 a) (Taf. XXV, 6), 424 M, Väike-Pakri (3 n) (Taf. XXV, 8)); charakteristisch ist ausserdem das Pyrit, das sowohl in Form kleinerer Körner als auch grösserer Kristalle in kleineren oder grösseren Mengen auftritt. Auffallend gross ist gewöhnlich die Zahl der Quarzkörner (413 M, 414 M, 415 M, 416 M, Uuge (4 a), 424 M, 425 M, Väike-Pakri (3 n)). In einzelnen Fällen sieht man hier und da verstreute kleine Phosphatknollen (413 M, Uuge (4 a)). Eine schwächere oder stärkere Anhäufung der Dolomitekristalle kann stellenweise beobachtet werden (z. B. 409 M, Leetse (6 c)).

Zusammenfassend lässt sich also feststellen, dass das Gestein der Aseri-Stufe hinsichtlich seiner Grundmasse einen verhältnismässig einheitlichen Aufbau zeigt. Bei den Fossilienfragmenten beobachtet man eine Verkleinerung derselben in der Richtung von Osten nach Westen; im Westen sind sie auch stärker abgerundet als im Osten. Die Dolomi-

tisation trägt nur im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets einen mehr oder weniger allgemeinen Charakter und kann dort eine grosse Intensität erreichen; in den anderen Teilen des Gebiets ist sie mehr zufälliger Natur, und ihre Intensität schwankt in sehr weiten Grenzen.

Die Quarzkörner, Glaukonitkörner und Phosphatknollen im Gestein der Aseri-Stufe.

Die Quarzkörner.

Ausser den Ooiden spielen die Quarzkörner ihrer Menge nach die nächstwichtigste Rolle unter den Beimengungen im Gestein der Aseri-Stufe. Ihre Verteilung im Gestein der Profile der Liikva-Gruppe, besonders aber in den Profilen der Väike-Pakri-Gruppe, ist schon früher im allgemeinen geschildert worden (s. S. 82, 85); ebenso ist auch schon von ihrer Grösse und Gestalt die Rede gewesen (Taf. XXI, 8). Bei der Untersuchung der Dünnschliffe erwies es sich aber, dass den Quarzkörnern eine etwas grössere Verbreitung zukommt, als man auf Grund makroskopischer Untersuchungen annehmen konnte. Schon in der Umgebung von Ojaküla (39 a) und von da an weiter westlich findet man in den Dünnschliffen ganz vereinzelt kleine Quarzkörner (z. B. im *Echinosphaerites*-Kalkstein (368 M) aus Jägala (28 a)), die aber meistens nicht abgerundet, sondern scharfkantig sind. Etwas häufiger begegnet man diesen scharfkantigen kleinen Quarzkörnern in der Umgebung von Tallinn, z. B. im oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (372 M) aus Iru (24 c). Auf demselben Niveau und in derselben Lokalität erscheinen, wenn auch nur vereinzelt, die ersten grösseren, abgerundeten Quarzkörner (376 M); zahlreicher sind sie in dem unteren Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (374 M) derselben Lokalität. Im Profil von Lasnamägi (21 b) sind die Quarzkörner im letztgenannten Niveau, d. h. im unteren Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins, schon recht häufig geworden (392 M, 393 M, 148 M, 151 M), während sie mehr nach oben zu, d. h. im oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (391 M) und im oberen Cephalopoden-Kalkstein (389 M, 390 M) immer noch vereinzelt auftreten. In den Profilen von Kallaste (15 c) (401 M), Liikva (13 c) (403 M) und Telinõmme (11 g) (407 M) kann man

im unteren Cephalopoden-Kalkstein, besonders anschliessend an die Basis-Diskontinuität, die kleinen Quarzkörner stellenweise sogar (Liikva (13 c)) in recht grossen Mengen beobachten. In den Profilen der Väike-Pakri-Gruppe, wo die Mächtigkeit der Aseri-Stufe gering ist, hat die Zahl der Quarzkörner in allen Schichten der Stufe stark zugenommen (vgl. Taf. XXV, 8), auch ihre Dimensionen haben sich hier vergrössert, sodass man berechtigt ist, von einem Sandkalkstein zu sprechen (vgl. 414 M, 415 M, 416 M aus Uuge (4 a), 424 M, 425 M aus Väike-Pakri, (3 n) und 426 M aus Osmussaar (1 d)). Die Menge der Quarzkörner ist in einigen Fällen auch sehr grossen Schwankungen unterworfen: man findet z. B. recht viele Quarzkörner in den oberen Schichten des oberen Cephalopoden-Kalksteins bei Leetse (6 c) (409 M); jedoch in den übrigen Schichten dieses Profils sind sie viel seltener (410 M, 411 M); im Profil von Paldiski (4 d), wo man eigentlich recht wenig Quarzkörner erwarten dürfte, sind sie in allen Schichten der Stufe in grosser Zahl vorhanden (417 M, 419 M, 420 M); Quarzkörner finden wir auch im problematischen Gestein der Aseri-Stufe, wo sie teilweise sogar in grossen Mengen vorkommen (208 M, Liikva (13 c)).

Das Ebengesagte weist also darauf hin, dass Hand in Hand mit der Abnahme der Mächtigkeit der Aseri-Stufe sowohl die Grösse als auch die Menge der Quarzkörner zunimmt, es handelt sich also um zwei gleichsinnig verlaufende Sedimentationsveränderungen. Da die Quarzkörner mechanisch in die Sedimente der Aseri-Stufe eingeschwennt wurden und als typisches ter-rigenes Material zu bezeichnen sind, so bilden sie einen wichtigen Indikator bei der Feststellung der Richtung, in welcher man die ehemalige Küste resp. das ehemalige Festland zu suchen hat: das Gebiet, aus dem die Quarzkörner in die Sedimente der Aseri-Stufe eingeschwennt worden sind, ist, wenigstens für den westlichen Teil des Untersuchungsgebiets, annähernd im Nord-westen zu suchen (s. Karte II). Weiter muss noch darauf hingewiesen werden, dass wohl in der Regel die Anhäufung der Quarzkörner in den Vertiefungen der Diskontinuitätsflächen und direkt über diesen grösser ist als in den höher gelegenen Teilen einer Schicht; es tritt hier somit die gleiche Erschei-

nung zutage, wie sie schon eingangs für die feinkörnigere terrigene Komponente beschrieben worden ist, die ebenfalls unmittelbar über den Diskontinuitätsflächen am reichlichsten auftritt und für eine rhythmische Sedimentation Zeugnis ablegt.

Die Glaukonitkörner.

Die Glaukonitkörner findet man nur in dem *Echinosphaerites*-Kalkstein der Aseri-Stufe, und zwar, angefangen von Ojaküla (39 a) (358 M), in allen westlichen Profilen (z. B. 363 M, Ubari (29 g), 367 M, 368 M, Jägala (28 a)), wo sie zuweilen in recht ansehnlichen Mengen beobachtet werden können (363 M). Sie stellen ausserdem eine wesentliche Beimengung im problematischen Gestein der Aseri-Stufe dar (123 M, 124 M aus Iru 24c), 403 M, 208 M aus Liikva (23 c) (s. S. 101)). In sehr geringer Zahl sind Glaukonitkörner im untersten Teil des Cephalopoden-Kalksteins (392 M, 393 M) bei Lasnamägi (21 b) und Iru (24 c) (375 M) gefunden worden.

In allen diesen Fällen haben die Glaukonitkörner im allgemeinen die gleichen Eigenschaften: sie sind verhältnismässig klein (der Durchmesser beträgt durchschnittlich 0,2—0,3 mm), und ihre grüne Farbe sieht nicht frisch aus (vgl. Taf. XXV, 7). Eine schöne, grüne Farbe zeigen die kleinen Glaukonitkörner nur in ihrer Mitte, die Ränder sind gelblich-grün und durchsichtiger und besitzen eine radialfaserige Struktur (Taf. XXIX, 4, 6). Diese radialfaserige Kruste kann man sehr häufig beobachten; sie fällt besonders dadurch auf, dass sie vom übrigen Teil des Korns leicht abspringt (Taf. XXIX, 2). Diese Struktur ist vor allem für die Glaukonitkörner des *Echinosphaerites*-Kalksteins charakteristisch. Ausserdem gibt es noch eine zweite Gruppe von Glaukonitkörnern, die sogar schwer als solche zu bezeichnen sind: hier hat der grösste Teil des Korns eine gelblichgraue bis bräunlichgraue Farbe, wie sie sonst den Phosphatknollen eigen ist; nur stellenweise sieht man im Korn ein ausgebliebenes Grün, woran man die glaukonitische Natur dieser Körner erkennen kann. Neben ihnen treten gelbliche und bräunliche Körner auf, die keine Spuren einer Grünfärbung aufweisen, den Phosphatknollen sehr ähnlich sind (Taf. XXV, 7) und als zweifelhafte

Phosphatknollen bezeichnet werden könnten. Eine derartige Struktur der Glaukonitkörner hat sich infolge der Verwitterung frischer Körner ausgebildet; dabei ist es möglich, in einem Präparat nebeneinander sehr verschiedene Verwitterungsstadien zu beobachten. Vollständig frisch aussehende Glaukonitkörner fehlen fast ganz, es liegen also entweder mit einer mehr oder weniger deutlichen radialfaserigen, gelblichen Kruste überzogene Körner vor, oder aber Körner, deren ursprüngliche grüne Farbe mehr oder weniger ins Bräunliche oder Gelbliche umgeschlagen hat. Will man daraus nun einige Schlussfolgerungen über die Entstehung der Glaukonitkörner ziehen, so muss man mit zwei Möglichkeiten rechnen. Es ist möglich, dass sich die Glaukonitkörner gleichzeitig mit dem *Echinospaerites*-Kalkstein gebildet haben, und dann müssen sich die für die Bildung der Glaukonitkörner erforderlichen Bedingungen schnell verschlechtert haben. Die zweite Möglichkeit besteht aber darin, dass das Vorkommen der Glaukonitkörner im *Echinospaerites*-Kalkstein sekundär ist, dass sie in diesen eingeschwemmt worden sind; von diesem Standpunkt aus betrachtet ist die Tatsache von besonderem Interesse, dass die Menge der Glaukonitkörner von Westen nach Osten abnimmt, der Grad der Verwitterung der Körner aber in derselben Richtung zunimmt; so sind z. B. die im Profil von Ojaküla (39 a) in geringer Zahl vorkommenden Glaukonitkörner durchschnittlich am stärksten verwittert (358 M). Auch die im unteren Cephalopoden-Kalkstein stellenweise und dann auch nur in geringer Zahl auftretenden Glaukonitkörner haben ein ebensolches verwittertes Aussehen; ausserdem sind sie, die mit Eisenoiden vergesellschaftet sind, sehr häufig von einer eisenoxydischen Kruste umhüllt (z. B. 124 M, Iru (24 c), 392 M, 393 M, Lasnamägi (21 b)). Besonders hinsichtlich dieser Glaukonitkörner ist man zur Annahme berechtigt, dass sie eingeschwemmt worden sind, da für ihre Bildung zur Zeit der Entstehung des Cephalopoden-Kalksteins keine günstigen Bedingungen geherrscht haben dürften.

Man sieht somit, dass die Glaukonitkörner in den Schichten der Aseri-Stufe eine eigentümliche Entwicklung aufweisen; es ist aber noch verfrüht, endgültige Schlussfolgerungen darüber zu ziehen, da man bei der Lösung dieser Frage auch mit den Entstehungsbedingungen der Glaukonitkörner in den unteren Stufen

der Tallinna-Serie, wo sie weit mehr verbreitet sind und eine wesentliche Beimengung der Sedimente darstellen, rechnen muss; an dieser Stelle muss man sich vorerst damit begnügen, auf den verwitterten Zustand der Glaukonit-Körner der Aseri-Stufe aufmerksam zu machen.

Die Phosphatknollen.

Auch hinsichtlich der Phosphatknollen, die in der Aseri-Stufe in einzelnen Fällen festgestellt worden sind, muss auf die liegende *Vaginatium*-Stufe hingewiesen werden; in dieser treten die Phosphatknollen als wichtige und häufige Beimengung im Sediment auf und bieten hier eine vorzügliche Möglichkeit zum Studium ihrer Entstehung. Die Phosphatknollen der Aseri-Stufe weichen in ihrem Aufbau in keinerlei Weise von denjenigen des Liegenden ab, deshalb soll hier die Frage der Phosphatknollen nur in aller Kürze berührt werden.

Eine problematische Gruppe der Phosphatknollen stellen die kleinen gelblichen und bräunlichen Körner dar, die zusammen mit den Glaukonitkörnern vorkommen und als besondere Verwitterungsform der letzteren angesehen werden können (s. S. 128). Derartige Bildungen sind im *Echinosphaerites*-Kalkstein von Ojaküla (39 a) (358 M), Ubari (29 g) (363 M) und Jägala (28 a) (367 M, 368 M) beobachtet worden. Die endgültige Deutung dieser braunen Körner muss vorläufig übergangen werden.

Als eigentliche Phosphatknollen kann man die vereinzelt vorkommenden kleinen Knollen gleich unterhalb der oberen Grenze der Aseri-Stufe in Uuge (4 a) (413 M — Taf. XVI, 2) bezeichnen, ausserdem eine einzelne verhältnismässig grosse Knolle im oberen Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (388 M) am Lasnamägi (21 b) (Taf. XXIX, 1) und schliesslich die kleinen Knollen aus der unteren Schicht der Aseri-Stufe (392 M, 393 M) am Lasnamägi (21 b). Kleine Phosphatknollen in schöner Ausbildung sind in der Füllung der Bohrlöcher (1063 M, Katleri (23 a) (Taf. XXXII, 4 und Taf. XXIX, 8)) und in den von der Basis-Diskontinuitätsfläche ausgehenden Grabgängen (149 M, 151 M, Lasnamägi (21 b) (Taf. XXXII, 2, 3), 251, Uuge (4 a)) gefunden worden. Ausserdem enthält auch das problematische Gestein der Aseri-Stufe kleine, deutlich als solche zu erkennende Phosphatknollen (403 M, 208 M, Liikva (13 c), 123 M, 124 M, Iru (24 c) (Taf. XXIX, 2)) (s. auch Taf. XXXIII, 2, 3, 4).

In all diesen Fällen handelt es sich um verhältnismässig kleine Knollen mit einem Durchschnittsdurchmesser von höchstens 1 mm und einem Maximaldurchmesser von nur einigen wenigen mm (251). Den Charakter dieser Knollen kann man vornehmlich an Hand von Dünnschliffen studieren. Die Umrisse der einzelnen Knollen sind sehr verschieden, stets weisen sie aber an ihrer Oberfläche kleine oder grössere Vertiefungen auf, die durch Auflösung entstanden sein dürften (vgl. die Konturen der Knollen auf Taf. XXIX, 8 und Taf. XXXII, 3). Dass es sich hier um eine angeätzte Fläche handelt, sieht man besonders deutlich an einer Knolle (251) aus Uuge (4 a) und am Geröll (388 M) (Taf. XXIX, 1) aus Lasnamägi (21 b), wo die Quarzkörner die Oberfläche der Knollen überragen: das Quarzkörner enthaltende Gestein, aus dem die einzelnen Knollen bestehen, ist angeätzt, und die der Ätzwirkung gegenüber widerstandsfähigeren Quarzkörner sind auf diese Weise herauspräpariert worden.

Von besonderer Wichtigkeit für die Untersuchung der Phosphatknollen ist das Material, aus dem sie aufgebaut sind. Beobachtungen an Dünnschliffen haben gezeigt, dass die Knollen ihrer Zusammensetzung nach mehr oder weniger stark von dem sie umgebenden Einbettungsgestein abweichen: gewöhnlich bestehen die Knollen aus einem Gestein, das demjenigen der liegenden Schichten ähnlich ist; es kann auch vorkommen, dass in einer Schicht Knollen von verschiedener lithologischer Beschaffenheit auftreten. Betrachten wir z. B. die Knolle aus Lasnamägi (21 c) (388 M — Taf. XXIX, 1), so sehen wir, dass sie sich lithologisch stark vom Einbettungsgestein unterscheidet; wir haben es hier wohl mit der älteren Füllung eines Bohrlochs zu tun, das bei der Aufarbeitung der Diskontinuitätsfläche herauspräpariert wurde, sodass seine ehemalige Füllung als Phosphatknolle nachträglich von dem jetzigen Einbettungsgestein umhüllt worden ist. Die Phosphatknollen, die im Füllmaterial der Grabgänge der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe vorkommen (151 M, Taf. XXXII, 3), besitzen ein ähnliches lithologisches Gepräge wie die oberen Schichten der liegenden *Vaginatum*-Stufe, in welche die betreffenden Grabgänge eingebaut sind. Analoge Erscheinungen kann man auch an den Phosphatknollen aus den Füllungen der Grabgänge anderer Diskontinuitätsflächen beobachten. Makroskopisch betrachtet, haben die Phosphatknollen eine violettgraue Farbe; im Dünns-

schliff ist ihre Farbe ein Braun von verschiedener Intensität, die gewöhnlich am Rand der Knollen grösser ist als in ihrer Mitte. Alle bisher angeführten Eigenschaften der Phosphatknollen — die unregelmässige Gestalt, die angeätzte Oberfläche, die verschiedene Intensität der Färbung, ihre lithologische Ähnlichkeit mit dem Gestein des Liegenden einerseits, und die lithologischen Abweichungen von dem sie umgebenden Einbettungsgestein andererseits — weisen darauf hin, dass die Phosphatknollen nicht gleichzeitig mit ihrem Einbettungsgestein entstanden sind, sondern dass sie Fragmente älterer aufgearbeiteter Sedimente darstellen, wobei diese Fragmente einer mehr oder weniger starken Phosphatisierung (verschiedene Intensität der Färbung) unterlagen und dann erst als Fremdkörper an den Ort der Sedimentation ihres Einbettungsgesteins geschwemmt worden sind.

Die Phosphatknollen sind hauptsächlich während einer Ablutionsphase resp. in einem Ablutionsgebiet ausgebildet worden, in dem auch die phosphatischen Diskontinuitätsflächen entstanden sind. Somit sind die Phosphatknollen nicht so sehr ein Zeuge derjenigen Sedimentationsvorgänge, die sich an ihrem gegenwärtigen Fundort resp. zur Zeit der Ablagerung ihres Einbettungsgesteins abgespielt haben, sondern sie dokumentieren viel mehr Sedimentationsvorgänge, die früher oder in anderen Gebieten des Sedimentationsraums stattgefunden haben. Es sei ausserdem noch hervorgehoben, dass die Phosphatknollen der Aseri-Stufe in solchen Schichten anzutreffen sind, die gleichzeitig auch Quarzkörner und verwitterte Glaukonitkörner enthalten, welche ihrerseits als eingeschwemmte Komponenten der betreffenden Kalksteine zu betrachten sind.

Zusammenfassung.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen auf dem Gebiet der Aseri-Stufe haben gezeigt, dass während der Entstehung der ihr zugeschriebenen Sedimente die Sedimentationsbedingungen in dem betreffenden Sedimentationsgebiet recht grossen Schwankungen unterworfen gewesen sind.

Allgemeinbezeichnend für die Stufe ist ein grauer mikrokristallinischer Detrituskalkstein, dem in kleineren oder grösseren Mengen Tonbestandteile beigemischt sind. Das primäre Gestein hat sich in grösserem oder geringerem Umfang durch Dolomitisation entweder in dolomitischen Kalkstein oder in reinen Dolomit umgewandelt. Am intensivsten und am verbreitetsten ist die Dolomitisation im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets.

Die wichtigsten Beimengungen im Gestein der Aseri-Stufe sind die Ooide, die vorwiegend Eisenooide darstellen. Ausserdem findet man in begrenzter Menge Glaukonitkörner, Quarzkörner und Phosphatknochen.

Bei den Profilen der Aseri-Stufe kann man mehr oder weniger deutlich ausgebildete Sedimentationszyklen feststellen, die durch die rhythmische Verteilung der tonigen Bestandteile und der Ooide markiert werden: sowohl die Zahl der Ooide als auch die Menge der tonigen Bestandteile verringert sich gegen Ende eines jeden Zyklus. Die Sedimentationszyklen sind als unvollständig zu bezeichnen (W. Kl ü p f e l 1917, S. 106); häufig sind die Diskontinuitätsflächen das einzige Merkmal der zyklischen Sedimentation. Der zyklische Aufbau der Sedimente der Aseri-Stufe weist darauf hin, dass sich die Sedimentationsbedingungen zu dieser Zeit mehrfach in grösserem oder kleinerem Ausmass geändert haben. Als Ursachen dieser Veränderlichkeit des Sedimentationsganges sind die epirogenetischen Bewegungen der Erdkruste anzusehen, als deren Folge eine wiederholte Hebung und Senkung des Meeresgrundes in dem Sedimentationsbecken stattgefunden hat: bei der langsamen Hebung des Meeresgrundes verflachte das Meer wiederholt so weit, dass sich auf seinem Grund die schönen Diskontinuitätsflächen bilden konnten; die Verflachung ist aber nirgends im Bereich des Sedimentationsbeckens der Aseri-Stufe in Estland so weit gegangen, dass eine zeitweilige Trockenlegung des Meeresbodens stattgefunden hätte. Die Diskontinuitätsflächen sind also infolge einer subaquatischen Denudation resp. Ablution (Arn. Heim 1924, S. 5) entstanden, und die erneute Sedimentation nach solchen Ablutionszeiten ist als Resession zu bezeichnen (Arn. Heim 1924, S. 5).

Die markanteste Ablutionsperiode ist durch die Basis-Diskontinuität der Stufe gekennzeichnet, deren Bildung wohl am

meisten Zeit in Anspruch genommen hat, und der unter allen anderen Diskontinuitäten der Aseri-Stufe die grösste stratigraphische Bedeutung zukommt. Ihre grosse, flächenhafte Verbreitung weist besonders deutlich darauf hin, dass ihre Entstehung mit der durch die epirogenetische Bewegung verursachten Verflachung des Meeres im Sedimentationsbereich der Aseri-Stufe eng verknüpft ist.

Ein Vergleich der Profile der Aseri-Stufe im ganzen Untersuchungsgebiet zeigt, dass die Veränderungen des Sediments in der Richtung von Westen nach Osten einige fazielle Regelmässigkeiten aufweisen: je weiter nach Westen, desto deutlicher wird der litorale Charakter der Sedimente der Aseri-Stufe. Dabei muss betont werden, dass die O-W-Richtung nicht die wahre, sondern nur die scheinbare Richtung der Sedimentationsveränderungen ist (s. S. 85). Die faziellen Veränderungen des Gesteins können folgendermassen charakterisiert werden: die in den Kalksteinen so häufigen Fossilienfragmente werden nach Westen zu kleiner, daselbst sind sie stärker abgerundet; in derselben Richtung werden die Ooide ihrer Gestalt nach regelmässiger und grösser; im Osten fehlen die Quarzkörner, nach Westen zu treten sie erst vereinzelt und dann in zunehmender Menge auf. Auch die Diskontinuitäten verändern sich in derselben Richtung — sie werden im Westen markanter, ihre Zahl nimmt zu: im Osten stehen uns die Sedimente der Aseri-Stufe in grösserer Mächtigkeit gegenüber, im Westen wird ihre Mächtigkeit ständig kleiner. Das Auskeilen der Schichten im Westen ist auf die dort herrschenden ungünstigeren Sedimentationsbedingungen zurückzuführen, während die Voraussetzungen für die Ablution sich in gleicher Richtung verbessern, sodass die geringe Mächtigkeit der Schichten der Aseri-Stufe im Westen zum Teil wohl auch der Wirkung der Ablution zuzuschreiben ist.

Der Charakter der Sedimente der Aseri-Stufe ist aber nicht allein von den verschiedenen grossen Undationen des Meeresgrundes, der verschiedenen Wassertiefe im Sedimentationsbecken und von der grösseren oder geringeren Entfernung von dem etwa in nordwestlicher Richtung vermuteten Festland resp. Schwellengebiet abhängig gewesen, sondern als weiteren ausschlaggebenden Faktor muss man die Tatsache im Auge behalten, dass innerhalb des Sedimentationsbeckens Gürtel mit verschiedenem Hydroklima

angenommen werden müssen. Als Beispiel sei der *Echinospaerites*-Kalkstein genannt: dieser ist im Osten durch Eisenooide gekennzeichnet, die westwärts verschwinden, und noch weiter im Westen finden wir in Schichten desselben Alters Glaukonitkörner, deren autochthone Entstehung hier allerdings noch nicht endgültig bewiesen ist. Im Cephalopoden-Kalkstein findet man im Westen nur die weissen Ooide, deren autochthone Entstehung in diesem Gebiet auch noch nicht ganz sicher ist. Ebenso beobachtet man in der Ausbildung der Diskontinuitätsflächen einige regionale Eigentümlichkeiten: im Osten ist die Imprägnation des liegenden Gesteins gewöhnlich eine eisenoxydische, im Westen finden wir bei einer synchronen Diskontinuitätsfläche eine phosphatische Imprägnation, die endlich im äussersten Westen des Untersuchungsgebiets einer pyritischen Imprägnation Platz macht.

Im Vertikalprofil lassen sich die Schichten der Aseri-Stufe in folgender Weise einteilen:

| | | | | |
|-----------------|---|-----------------------------------|---|-------------------------------|
| Aseri-
Stufe | { | Cephalopoden-Kalkstein | } | oberer Cephalopoden-Kalkstein |
| | | <i>Echinospaerites</i> -Kalkstein | | unterer „ „ |
| | | Asaphiden-Kalkstein | | „ „ |

In horizontaler Richtung kann man bei der Aseri-Stufe folgende fazielle Gebiete unterscheiden:

- | | | |
|-------------------------------------|---|----------------------------------|
| 1. östliches Gebiet | — | typisches Profil in Narva (55 b) |
| 2. typisches Gebiet | — | „ „ „ Aseri (41 e) |
| 3. Umgebung v. Ojaküla | — | „ „ „ Ojaküla (39 a) |
| 4. mittleres Gebiet | — | „ „ „ Ubari (29 g) |
| 5. Umgebung von Tallinn | — | „ „ „ Suhkrumägi (21 k) |
| 6. Gebiet d. Profilgruppe v. Liikva | — | „ „ „ Liikva (13 c) |
| 7. „ „ „ v. V.-Pakri | — | „ „ „ Väike-Pakri (3 n) |

Die lithologische Ausbildung der Aseri-Stufe in den einzelnen Gebieten ist schon früher beschrieben worden, hier sei nur auf einige allgemeine Merkmale hingewiesen.

Im östlichen Gebiet ist das Gestein stark dolomitisiert, die Eisenooide sind nur in einigen Schichten des Cephalopoden-Kalksteins und auch dann nur als Pseudooide vertreten. Hier ist die Schichtenserie der Stufe am vollständigsten entwickelt, die intraformationalen Diskontinuitätsflächen fehlen. Die Dreiteilung der Stufe ist deutlich. Die Mächtigkeit etwas über 3 m.

Im typischen Gebiet sind die Eisenooide fast in allen Schichten vorhanden: im *Echinosphaerites*- und im Asaphiden-Kalkstein als Pseudooide, im Cephalopoden-Kalkstein treten schon recht viele regelmässig gebaute Eisenooide auf. Die Dreiteilung der Schichten ist sehr deutlich. Stellenweise findet man schon die intraformationalen Diskontinuitätsflächen. Die Mächtigkeit der Stufe: 2—3 m.

Von der Umgebung von Ojaküla ist es schwer zu sagen, ob der Asaphiden-Kalkstein dort noch vorhanden ist oder nicht. Im *Echinosphaerites*-Kalkstein fehlen die Ooide, es treten aber in ihm einige Diskontinuitätsflächen auf. Die Zweiteilung des Cephalopoden-Kalksteins ist schon deutlich zu erkennen, die Eisenooide in ihm sind grösser und regelmässiger geworden. Die Mächtigkeit der Stufe: 1,5—2,0 m.

In dem mittleren Gebiet ist der *Echinosphaerites*-Kalkstein besonders durch die Anhäufung der Glaukonitkörner charakterisiert. Die Zweiteilung des Cephalopoden-Kalksteins ist sehr deutlich; die Eisenooide in ihm sind noch grösser und regelmässiger geworden. Die Mächtigkeit der Stufe: 1,0—1,5 m.

In der Umgebung von Tallinn findet man stellenweise nur die fraglichen Reste des *Echinosphaerites*-Kalksteins mit Beimengungen von Quarzkörnern. Im Cephalopoden-Kalkstein haben die Eisenooide ihre maximale Grösse erreicht, auch hier findet man schon in geringer Menge Quarzkörner; die Zweiteilung ist deutlich; die obere Grenze wird durch eine Diskontinuitätsfläche markiert. Die Mächtigkeit der Stufe: 0,4—1,0 m.

In der Profilgruppe von Liikva trifft man ebenfalls zweifelhafte Reste des *Echinosphaerites*-Kalksteins. Der Cephalopoden-Kalkstein zeigt eine deutliche Zweiteilung; er enthält schöne, grosse Eisenooide, die Menge der Quarzkörner hat zugenommen. Die Mächtigkeit der Stufe: 40—30 cm.

In der Profilgruppe von Väike-Pakri ist es schon schwer, einen unteren und oberen Cephalopoden-Kalkstein zu unterscheiden. Die Ooide sind durch weisse und durch pyritische Ooide vertreten. Die Menge der Quarzkörner ist so gross geworden, dass man berechtigt ist, von einem Sandkalkstein zu sprechen. Die Mächtigkeit der Stufe erreicht keine volle 20 cm.

Die Basis-Diskontinuitätsfläche ist überall sehr deutlich zu verfolgen; in der Umgebung von Tallinn stellt sie ihrer Entstehung nach eine mehrphasige Fläche dar.

Die Lasnamäe-Stufe.

Einleitung.

- == der obere Teil des Vaginatenkalkes von Fr. Schmidt 1858.
- == im Osten die mittleren Schichten des oberen Teiles und im Westen der mittlere Teil des Echinospaeritenkalkes (C_1) von Fr. Schmidt 1881.
- == der untere Teil des echten Echinospaeritenkalkes (C_{1b}) von Fr. Schmidt 1897.
- == der untere Teil der Reval-Formation von P. Raymond 1916.
- == der untere Teil der Tallinna-Stufe von H. Bekker 1922.
- == Baukalkstein-Zone von K. Orviku (1927, 1929, 1930).
- == im Osten der mittlere Teil, im Westen der untere Teil des oberen Echinospaeritenkalkes (C_{1b}) von H. Scupin 1928.
- == C_{1c} von A. Öpik 1930.

Die Lasnamäe-Stufe wurde als stratigraphische Einheit in dem Umfang, wie er in der vorliegenden Arbeit vorliegt, zum ersten Mal von K. Orviku (1927, S. 18—19) unter dem Namen ‚Baukalkstein-Zone‘ charakterisiert. Diese Schichten sind aber schon früher Gegenstand der Beschreibung gewesen, nur mit dem Unterschied, dass teils die liegenden, teils die hangenden Schichten zur früher aufgestellten stratigraphischen Einheit mitgezählt worden sind. Die ersten Arbeiten, die sich unter anderem auch mit diesen Schichten befassen, enthalten nur Bemerkungen über ihre sedimentpetrographischen Eigentümlichkeiten (z. B. Engelhardt 1830, S. 98, auch Ed. v. Eichwald 1840 u. a.); es ist aber trotzdem möglich, nachträglich festzustellen, in welchen Fällen diejenigen Schichten gemeint worden sind, die wir jetzt als Lasnamäe-Stufe bezeichnen.

Als erster hat Fr. Schmidt (1881) die in Rede stehenden Schichten als selbständige stratigraphische Einheit vom Liegenden und Hangenden abgesondert und sie als Echinospaeritenkalk (C_1) bezeichnet; diese stratigraphische Einheit ist aber viel

umfangreicher gewesen als die heutige Lasnamäe-Stufe. Fr. Schmidt selbst hat in seinen späteren Arbeiten zugegeben, dass diese Einheit (C_1) verschieden ausgebildete Schichten zusammenfasst, und hat daraufhin den unteren Teil als C_{1a} — die obere Linsenschicht — abgetrennt (s. Aseri-Stufe); auch die obersten Schichten des eigentlichen Echinospaeritenkalksteines (C_{1b}), wie sie am Purse-Fluss und in den Steinbrüchen von Lasnamägi aufgeschlossen sind, weichen nach Ansicht von Fr. Schmidt sowohl sedimentpetrographisch als auch faunistisch von dem echten Echinospaeritenkalk ab (s. Uhaku-Stufe).

Die späteren Namen der betreffenden Schichten haben fast ausschliesslich nomenklatorischen Wert, da mit ihrer Einführung nur sehr wenig neues Material zur Kenntnis dieser Schichten geliefert worden ist.

Bevor wir zur Beschreibung der Lasnamäe-Stufe übergehen, die faunistisch durch *Asaphus devevus* und *Asaphus ornatus* ausgezeichnet ist, soll die Stufe nun in aller Kürze sedimentpetrographisch charakterisiert werden. Die Lasnamäe-Stufe ist die mächtigste unter den Stufen der Tallinna-Serie und weist zugleich in ihren sedimentpetrographischen Ausbildungen die geringsten Schwankungen auf. Sie besteht zum grössten Teil aus einem harten, dickbankigen Kalkstein, teils aber auch aus dolomitischem Kalkstein oder sogar aus Dolomit; nach ihrer petrographischen Ausbildung ist es möglich, sie in drei Teile zu gliedern: in den unteren mergeligen Kalkstein, in die mittlere Dolomitbank und in den oberen harten Kalkstein, wie das auch in der nachfolgenden Beschreibung getan worden ist.

Für die sedimentpetrographische Untersuchung günstige Aufschlüsse, die ein möglichst vollständiges Profil der Stufe bieten können, gibt es nur wenige, und auch diese sind grösstenteils auf den westlichen Teil des Anstehenden der Stufe beschränkt. Die Erklärung dieser Erscheinung ist schon bei der Besprechung der allgemeinen Verteilung der Lokalitäten der Tallinna-Serie gegeben worden; an dieser Stelle sei sie aber nochmals besonders hervorgehoben. Die grosse Gesamtmächtigkeit (ca. 10 m) der Stufe in Betracht ziehend, sind die für die Untersuchung günstigen Profile dort zu erwarten, wo die Schichten in möglichst grosser Mächtigkeit am Aufbau der Glinthand teilnehmen. Diese

Bedingung ist nur im westlichen Teil des Anstehenden der Stufe erfüllt, wo aber deren Mächtigkeit schon stark abgenommen hat (s. S. 181); in der Tat sind vollständige Profile auch nur im westlichen Teil gefunden worden. Hier gibt es mehrere sowohl künstliche, als auch natürliche sehr schöne Aufschlüsse, in welchen man die Lasnamäe-Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit kennen lernen kann. So bietet der Glint von Osmussaar (Taf. IX, 1—3), von Suur- (Taf. IX, 4) und Väike-Pakri (Taf. VII, 1 VIII, 1), von Telinõmme (Taf. V, 2), Mäeküla (Taf. V, 3), Kadaka (Taf. VII, 2) und Lasnamägi vorzügliche Gelegenheiten zur Untersuchung der Lasnamäe-Stufe, und das umso mehr, als in diesen natürlichen Profilen Verwitterung und Abrasion die verschiedenen sedimentpetrographischen Eigentümlichkeiten der einzelnen Schichten der Stufe schärfer hervortreten lassen als in den künstlichen, unverwitterten Aufschlüssen. Von den künstlichen Aufschlüssen sind in erster Linie die grossen Steinbrüche von Paldiski (Taf. VI, 3), Rannamõisa, Kadaka (Taf. VI, 1), Suhkrumägi, vor allem aber Lasnamägi (Taf. IV, 1, 2) zu nennen. Ausserdem sind im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets einige Tiefbohrungen durchgeführt worden, deren Bohrkerne ein gutes Vergleichsmaterial geliefert haben.

Im östlichen Teil des Anstehenden, wo die Stufe ihre grösste Mächtigkeit erreicht, findet man an der Glintwand nur stellenweise bis zu einer Tiefe von 2 m die untersten Schichten der Stufe vor. Somit sind hier die natürlichen Aufschlüsse für eine Untersuchung der Lasnamäe-Stufe sehr ungünstig, da in ihnen nur die untersten Schichten der Stufe zugänglich sind.

Da die Schichten der Stufe im allgemeinen einen guten Baustein liefern, so werden sie vielerorts zu diesem Zweck abgebaut; demzufolge ist das Anstehende der Tallinna-Serie reich an Steinbrüchen, deren Profile die Profile der natürlichen Aufschlüsse ergänzen. Zieht man aber in Betracht, dass der Stein in den Kalkbrüchen der Lasnamäe-Stufe, abgesehen von einigen Ausnahmen, nur bis zu 2—3 m Tiefe gebrochen wird (z. B. Taf. X, 4), so versteht man, dass diese Aufschlüsse für die Untersuchung einer 10 m mächtigen Stufe unzureichend sind. Ausserdem ist es schwierig, die Profile der einzelnen Steinbrüche miteinander zu koordinieren, da die primären Charaktermerkmale der verschiedenen Schichten dazu zu gering sind, andererseits sind auch diese

Eigenschaften durch die Verwitterung in verschiedener Weise abgeändert worden, je nachdem die Schichten mehr oder weniger tief unter der Oberfläche des Untergrundes liegen. Man findet nun noch einige künstliche Aufschlüsse der Stufe, die u. a. beim Vertiefen der Flüsse entstanden sind (z. B. Taf. X, 2), aber auch sie sind nur von unbedeutender Tiefe. Infolge dieser Umstände gibt es in Ost-Estland keinen Aufschluss, in dem die ganze Stufe entblösst ist, es gibt dort auch keine Lokalitätengruppe, deren Profile zusammen das volle Profil der Lasnamäe-Stufe ergeben würden. Als Hilfsmittel zur Orientation steht uns in Ost-Estland nur ein einziges Bohrloch zur Verfügung, in dem die Lasnamäe-Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit durchteuft ist. Die genannten Hindernisse, die sich der Untersuchung der Lasnamäe-Stufe im Osten in den Weg stellen, haben die Beschreibung dieser Stufe in Ost-Estland erschwert und veranlasst, dass der Schwerpunkt in den Untersuchungen der Stufe auf den Westen verlegt wurde.

Die Beschreibung der Detailprofile der Lasnamäe-Stufe.

(Profiltafel IV und V)

I c. Osmussaar.

(Taf. IX, 1)

Lasnamäe-Stufe = 395 + *):

- 235+ grauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit Diskontinuitätsflächen auf der Höhe von 90 (04**), 95 (05**), 96 (01**), 110 (06**) und 200 cm über der unteren Grenzfläche (550, 553, 554, 555).
- 30 bräunlichgrauer, kristallinischer, dickbankiger, dolomitischer Kalkstein (548).
- 80 dunkelgrauer, leicht verwitternder, mergeliger Kalkstein (549).
- 50 weisslichgrauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit mergeligen Schichtflächen (551, 552).

Liegendes: A seri-Stufe (Prof. S. 46).

*) Die Mächtigkeit der Schichten ist überall in cm angegeben.

**) Die Tiefe der Diskontinuitätsfläche in cm.

3 n. Väike-Pakri.

Hangendes: U h a k u - Stufe (Prof. S. 193).

Lasnamäe-Stufe = 499:

— ebene Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern.

15 bräunlichgrauer, harter, feinkristallinischer Kalkstein mit muscheligen Bruch, ähnelt der liegenden Schicht. Zwei ebene Diskontinuitätsflächen mit Bohrlöchern durchziehen die Schicht in einem Abstand von 8 und 4 cm über der unteren Grenze.

— ebene Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern.

13 bräunlichgrauer, harter, dickbankiger, feinkristallinischer Kalkstein, in dessen unterem Teil Brachiopoden angehäuft sind (*Sowerbyella* sp. g. nach A. Ö p i k 1930, S. 162) (542, 544, 545); im oberen Teil der Schicht sind die Brachiopoden weniger zahlreich (543).

— ebene Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern.

11 bläulichgrauer, feinkristallinischer, harter Kalkstein, der in viel geringerer Zahl dieselben Brachiopoden enthält wie die hangende Schicht.

— Diskontinuitätsfläche.

175 grauer, feinkristallinischer, verhältnismässig dünnschichtiger Kalkstein; besonders dünnschichtig sind die 15—20 cm unterhalb der oberen Grenze der liegenden Schichten, was man an verwitterten Profilen besonders gut verfolgen kann (528, 529, 530, 531).

115 grauer, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein; besonders dickbankig ist der obere Teil (55 cm), während der untere Teil (60 cm) dünnschichtiger und mergeliger ist und leichter verwittert (532, 533).

40 dunkelgrauer, dickbankiger, kristallinischer Dolomit mit kleinen, Kalzitkristalle enthaltenden Drusenhöhlen (534).

80 grauer, feinkristallinischer, dünnschichtiger, mergeliger Kalkstein, der leicht verwittert (535, 536).

43 dunkelgrauer, feinkristallinischer, dickbankiger, harter Kalkstein mit dünnen, grünlichen Mergelzwichenschichten (537).

07 gelblichgrauer, dickbankiger (1 Schicht), harter, kristallinischer Kalkstein mit einzelnen weissen Ooiden unmittelbar über der unteren Grenze (538).

— ebene Diskontinuitätsfläche mit Vertiefungen.

Liegendes: A s e r i - Stufe (Prof. S. 46).

4 b. Paldiski.

(Taf. VI, 3)

127+ grauer, feinkörniger, dünnschichtiger Kalkstein in Wechsellagerung mit mergeligem Kalkstein.

= Hangendes: U h a k u - Stufe.

Lasnamäe-Stufe = 501:

— ebene Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern.

- 17 grauer, feinkristallinischer (besonders die obersten 07 cm) (521) harter Kalkstein, von Diskontinuitätsflächen durchsetzt.
— scharf ausgebildete Diskontinuitätsfläche.
- 10 bräunlichgrauer, kristallinischer, harter Kalkstein mit zahlreichen Brachiopoden (522).
— scharf ausgebildete Diskontinuitätsfläche (523).
- 14 grünlichbrauner, kristallinischer, harter Kalkstein mit wenigen Brachiopoden.
- 310 grauer, dichter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein, dessen obere 130 cm ziemlich leicht in dünnen Platten verwittern (508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515). 78 und 84, 140 und 142, 159 und 170 cm unterhalb der oberen Grenze treten scharfe und tiefeingreifende Diskontinuitätsflächen auf.
- 40 dunkelgrauer, kristallinischer, dichter, dickbankiger Dolomit (516).
- 103 oben hell-, unten mehr dunkelgrauer, feinkristallinischer, leicht verwitternder Kalkstein, zum Teil stark dolomitisiert (517, 518, 519, 520).
- 07 hellgrauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein (1 Schicht) mit einzelnen weissen Ooiden und Quarzkörnern (418).
— Diskontinuitätsfläche.
Liegendes: A s e r i-Stufe.

II g. Telinõmme.

(Taf. V, 2)

Lasnamäe-Stufe = 566 +:

- 50+ dunkelgrauer, dichter, feinkristallinischer, eisenoxydhaltiger, dünnschichtiger Kalkstein mit Roströhren (506).
- 07 hellgrauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit geringer Eisenoxydimprägation.
- 35 dünnschichtiger (03 cm) Kalkstein wie die 50+ cm-Schicht (505).
- 10 dünnschichtiger (01 cm) Kalkstein wie die 50+ cm-Schicht.
- 12 eine Kalksteinschicht wie die 50+ cm-Schicht (504).
— deutliche, tief eingreifende Diskontinuitätsfläche.
- 220 hellgrauer, dickbankiger (15 cm), feinkristallinischer Kalkstein mit Roströhren (501, 502, 503), Diskontinuitätsflächen 90 und 95 cm oberhalb der unteren Grenze.
- 40 dunkelgrauer, kristallinischer, dickbankiger (3 Schichten), dolomitischer Kalkstein (500), in dem sich kleine Drusenhöhlen mit Kalzitkristallen befinden.
- 145 grauer, dichter, dickbankiger (bis 15 cm), leicht verwitternder Kalkstein (498, 499).

- 47 dunkelgrauer, kristallinischer, dickbankiger (20 cm) Kalkstein mit weissen Ooiden unmittelbar über der unteren Grenze (496, 497, 507).
 — schwache Diskontinuitätsfläche.
 Liegendes: A s e r i-Stufe (Prof. S. 49).

15 c. Kallaste.

Lasnamäe-Stufe = 360 +:

- 100+ grauer, feinkristallinischer, dünnschichtiger Kalkstein mit Roströhren.
 55 bräunlich-dunkelgrauer, kristallinischer, dickbankiger Dolomit mit je einer dünnen Mergelschicht an den Grenzflächen.
 95 hellgrauer, feinkristallinischer, dünnschichtiger, leicht verwitternder Kalkstein mit Mergelzwichenschichten.
 110 grauer, dichter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein mit Rost-
 röhren und mit einzelnen weissen Ooiden unmittelbar über der unteren
 Grenze.
 — Diskontinuitätsfläche.
 Liegendes: A s e r i-Stufe (Prof. S. 50).

17 e. Mäeküla.

(Taf. V, 3)

Lasnamäe-Stufe = 630 +:

- 100+ grauer, dünnschichtiger, feinkristallinischer Kalkstein.
 — Diskontinuitätsfläche.
 270 grauer, dichter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein.
 40 dunkelgrauer, kristallinischer, dickbankiger Dolomit.
 160 grauer, dünnschichtiger, feinkörniger, mergeliger, leicht verwitternder
 Kalkstein.
 60 grauer, dickbankiger, feinkörniger Kalkstein.
 Liegendes: A s e r i-Stufe = 50.

18 a. Kadaka.

(Taf. VI, 1)

Lasnamäe-Stufe = 640 +:

- 55+ grauer, dünnschichtiger, feinkristallinischer Kalkstein mit Roströhren.
 200 grauer, feinkristallinischer Kalkstein; die oberen 120 cm dünnschichtig,
 die unteren 80 cm dickbankiger. 35—80 cm über der unteren Grenzfläche
 findet man *Asaphus devexus*.
 — scharfe, gut ausgebildete Diskontinuitätsfläche.
 260 grauer, feinkristallinischer, dichter, dickbankiger Kalkstein.
 45 dunkelgrauer, dichter, kristallinischer, dickbankiger Dolomit.
 80+ grauer, dickbankiger, feinkörniger, mergeliger Kalkstein.

21 c. Lasnamägi.

(Taf. IV, 2)

Hangendes: U h a k u-Stufe (Prof. S. 194).

Lasnamäe-Stufe = 870:

— Diskontinuitätsfläche.

340 grauer, harter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein; innerhalb der oberen 20 cm eine Serie von Diskontinuitätsflächen (1001, 1002, 1003, 1004, 1008, 1009, 1010).

— zwei starke Diskontinuitätsflächen.

280 grauer, harter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein (1011, 1012).

40 dunkelgrauer, kristallinischer, leicht poröser Dolomit (1013, 1014).

210 grauer, dichter, feinkörniger, mergeliger Kalkstein (1015, 1016, 1017).
Zuunterst eine dünne Mergelschicht.

Liegendes: A s e r i-Stufe = 30 + (1018, 1019, 1020).

21 b. Lasnamägi.

(Taf. VIII, 4)

Lasnamäe-Stufe = 380 +:

100+ grauer, dichter, feinkristallinischer, dünn-schichtiger (bis 10 cm) Kalkstein mit Roströhren (487).

60 bräunlichgrauer, kristallinischer, dickbankiger Dolomit; die obersten 38 cm typisch ausgebildet, die unteren 22 cm sind grauer und kalkreicher; zuunterst liegt eine 2—3 cm dicke Mergelschicht (488).

100 grauer, feinkristallinischer, dünn-schichtiger Kalkstein mit zahlreichen mergeligen Zwischenschichten (489, 490, 491).

105 dunkelgrauer, feinkristallinischer, dickbankiger, dolomitischer Kalkstein; in der Richtung des Hangenden verringert sich die Dolomitisation (492, 493, 494).

— Diskontinuitätsfläche.

15 dunkelgrauer, feinkristallinischer, dolomitischer Kalkstein, im unteren Teil einzelne weisse Ooide.

— Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: A s e r i-Stufe = 50.

21 h. Suhkrumägi.

(Taf. V, 1)

Lasnamäe-Stufe = 643 +:

80+ grauer, dichter, dünn-schichtiger (05 cm), feinkristallinischer Kalkstein mit sehr deutlichen Roströhren (472).

120 grauer bis bräunlichgrauer, dichter, dickbankiger (10 cm) Kalkstein mit Roströhren (473).

- 165 bläulichgrauer bis hellgrauer, dichter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein mit schwach ausgebildeten Roströhren (474, 475). Die obersten 20 cm verwittern sehr leicht. In einer Höhe von 52, 85 und 90 cm unterhalb der oberen Grenzfläche tritt je eine scharfe Diskontinuitätsfläche auf.
- 35 grünlich-dunkelgrauer, dickbankiger (10 cm), leicht poröser, kristallinischer Dolomit (476).
- 38 gelblichgrauer, dünn-schichtiger (07 cm), dolomitischer Kalkstein.
- 95 grauer, leicht verwitternder, dünn-schichtiger (05 cm), feinkörniger Kalkstein (478).
- 110 dunkelgrauer, dichter, dickbankiger, feinkristallinischer, dolomitischer Kalkstein (479, 480); in den unteren 05 cm einzelne weisse Ooide.
- Liegendes: A s e r i-Stufe (Prof. S. 51).

24 c. Iru.

(Taf. VII, 3,4)

Lasnamäe-Stufe = 400 +:

- 100+ hellgrauer bis gelblichgrauer, feinkristallinischer, dünn-schichtiger (bis 7 cm), eisenoxydhaltiger Kalkstein mit Roströhren, an der unteren Grenze mergelig (459, 460).
- 47 dunkelgrauer, feinkristallinischer, dickbankiger, mehr oder weniger dolomitischer Kalkstein (461, 462).
- 18 gelblichgrauer bis grauer Kalkmergel und dünne Kalkschichten in Wechsellagerung; zahlreiche *Christiania oblonga*-Schalen.
- 165 grauer, feinkristallinischer bis feinkörniger, leicht verwitternder, mergeliger Kalkstein (463, 464, 465, 466, 467).
- 70 dunkelgrauer, feinkristallinischer bis feinkörniger, dichter, dickbankiger Kalkstein (468, 469, 470).
- ~~~~ Diskontinuitätsfläche.
- Liegendes: A s e r i-Stufe (Prof. S. 52).

Bohrloch von Ubja.

Hangendes: U h a k u-Stufe (Prof. S. 195).

Lasnamäe-Stufe = 883:

~~~~ Diskontinuitätsfläche.

- m
- 12 (22,29—22,41) grünlichgrauer, mergeliger Kalkstein, die untersten 02 cm als dichter, grauer Kalkstein ausgebildet.
- Diskontinuitätsfläche.

- 08 (22,41—22,49) grünlichgrauer, mergeliger Kalkstein, die obersten 02 cm als dichter, grauer Kalkstein ausgebildet.  
 — violettgraue Diskontinuitätsfläche mit bis in 5 cm Tiefe eindringenden Grabgängen.
- 30 (22,49—22,79) grauer, harter, feinkristallinischer Kalkstein.
- 11 (22,79—22,90) grünlichgrauer, mergeliger Kalkstein.
- 15 (22,90—23,05) grauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit Mergelzwichenschichten.
- 595 (23,05—29,00) grauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit einzelnen dünnen Mergelzwichenschichten, diese besonders reichlich zwischen 23,20—23,50. Diskontinuitätsflächen bei 24,22, 25,10\*, 25,82, 26,02\*, 26,37\*, 26,40\*, 26,77\*, 26,85\*, 27,10, 28,23\*, 28,30, 28,34, 28,57, 28,67.
- 212 (29,00—31,12) grauer, dichter, feinkristallinischer Kalkstein mit häufigen Mergelzwichenschichten; besonders mergelig sind die obersten 15 cm und die Schichten zwischen 30,18 und 30,24. Im allgemeinen ist der Kalkstein dunkler, mergeliger, und man findet an einigen Stellen eine Dolomitisierung des Gesteins. Die reinen Kalksteinschichten sind sehr hart. Im Kalkstein Diskontinuitätsflächen bei 29,78, 29,85\*, 29,94\*.  
 ~~~~~ violettgraue Diskontinuitätsfläche.  
 Liegendes: A s e r i-Stufe (Prof. S. 55).

42 e. Rannaküla.

Lasnamäe-Stufe = 369 +:

- 40+ hell- oder dunkelgrauer, feinkörniger, eisenoxydhaltiger, dünnschichtiger Kalkstein mit deutlichen Roströhren und mit zahlreichen Fossilienfragmenten (441).
- 12 grauer, mergeliger, leicht verwitternder Kalkstein.
- 55 Kalkstein wie die 40+ cm-Schicht (442).
- 12 grauer, dünnschichtiger, leicht verwitternder Kalkstein mit Mergelzwichenschichten.
- 250+ hellgrauer, dichter, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein; im oberen Teil noch Roströhren vorhanden (443, 444, 445); teils dolomitisiert.

* Diskontinuitätsflächen, deren Hangendes sehr mergelig beginnt, um nach oben zu in reinen Kalkstein überzugehen.

Die Lasnamäe-Stufe in West-Estland.

Die besten Aufschlüsse der Lasnamäe-Stufe sind die grossen Steinbrüche der Glinnterrasse des Lasnamägi östlich von Tallinn; dieses gilt besonders für die Steinbrüche in der Nähe der Valge-Strasse, Haus Nr. 7 (21 c) (Taf. IV, 1, 2), die besonders tief sind und die Lasnamäe-Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit — 8,70 m — der Untersuchung zugänglich machen. Da aber die Schichten der Stufe hier unverwittert sind, so erscheint das Profil der Stufe recht eintönig: es handelt sich im allgemeinen um heller oder dunkler getönten grauen, harten, feinkristallinischen Kalkstein, der sich in 20—25 cm dicken Bänken brechen lässt, und der zwischen den einzelnen Schichten sehr dünne, praktisch nicht messbare Mergelagen führt, oder aber einzelne schwach mergelige Schichten enthält. Man findet ausserdem auf verschiedenen Niveaus stärkere oder schwächere Diskontinuitätsflächen. Schon in diesen Kalkbrüchen kann man die lithologische Dreiteilung der Stufe verfolgen: den grössten oberen Teil der Stufe bilden die im ganzen 6,20 m mächtigen, sehr harten, am meisten als Baustein benutzten, dicken Kalksteinbänke; nach unten zu folgt die 40 cm dicke Dolomitbank, und unter dieser liegen in einer Mächtigkeit von 2,10 m die mergeligen Kalksteine (Prof. S. 144), die zum Teil dolomitisiert sind und recht leicht in dünnen Schichten verwittern. An der Vertikalfläche der Bänke, besonders des oberen harten Kalksteins, sieht man am deutlichsten die für die Lasnamäe-Stufe charakteristischen pyritischen Grabgänge; diese haben geschlängelte Konturen, sind mehr oder weniger vertikal eingestellt und unterscheiden sich oft nur schwach durch ihre dunklere Farbe von dem sie umgebenden Gestein; bei der Verwitterung dagegen treten sie als Roströhren hervor (s. S. 169).

Die untere Grenze, d. h. die Grenze der Aseri-Stufe gegenüber, ist nicht scharf ausgebildet: die Lasnamäe-Stufe beginnt unten mit der ersten Kalksteinschicht, in der die für die Aseri-Stufe charakteristischen Ooide fehlen. Die obere Grenze wird durch die Anhäufung einiger Diskontinuitätsflächen charakterisiert (s. S. 162 und Fig. 5, S. 234, sowie Taf. XVII, 1, 2).

Da die Schichten der Lasnamäe-Stufe in den sehr alten Steinbrüchen von Lasnamägi seit langem abgebaut werden, so haben bestimmte Schichten von den Arbeitern ihre besonderen Namen erhalten, die das Auffinden der einzelnen Schichten und Niveaus erleichtern. So wird die oberste Bank der Stufe, die die drei obersten Grenz-Diskontinuitätsflächen enthält, als „laksu“-Schicht bezeichnet; die drei unteren Grenz-Diskontinuitätsflächen gehören dem oberen Teil der nächstfolgenden sog. „tuli“-Schicht an, während die Schicht „laksu-pealmine“ schon zum Hangenden, d. h. zur Uhaku-Stufe, gerechnet werden muss. Die den mittleren Teil des oberen harten Kalksteins durchziehenden typischen Diskontinuitätsflächen befinden sich im oberen Teil der Schicht, die „kirju kärn“ genannt wird. Beinahe in allen Steinbrüchen von Lasnamägi wird der Boden der Brüche von der Dolomitbank gebildet, die allgemein unter dem Namen „põhja punane“ bekannt ist. Der untere mergelige Kalkstein ist nur an einigen Stellen in den Steinbrüchen von Lasnamägi angebrochen worden, ebenso in den Steinbrüchen bei Kadaka (18 a) und Harku (16 c); diese Schichten haben aber keine besonderen Namen erhalten. Mit den ebenangeführten Namen werden die entsprechenden Schichten auch in den anderen Kalksteinbrüchen in der Umgebung von Tallinn bezeichnet.

In den grossen und alten Steinbrüchen von Lasnamägi haben seit Jahrzehnten die Geologen, die die Geologie des estländischen Ordoviziums untersuchten, zahlreiche Fossilien gesammelt. Da nun in diesen Steinbrüchen ausser den Schichten der Lasnamäe-Stufe auch die Schichten der Uhaku- und in den südlichen Teilen auch diejenigen der Kukruse-Stufe gebrochen werden, so bestehen die Schutthalden, aus denen die Fossilien vornehmlich gesammelt worden sind, aus dem Material der drei genannten Stufen. Es ist also ohne weiteres klar, dass die stratigraphische Zugehörigkeit des so gesammelten Fossilienmaterials nicht immer leicht zu bestimmen ist, und dass man deshalb die für die Steinbrüche in Lasnamägi aufgestellten Fossilienlisten bei der Lösung stratigraphischer Fragen nur mit Vorsicht verwerten kann. Wenn man allerdings das Gestein der einzelnen Stufen und ihre Reihenfolge im Profil kennt, dann kann man dennoch in den meisten Fällen auch die stratigraphische Zugehörigkeit des in den Schutthalden angehäuften Materials seinem lithologischen Charakter nach bestimmen.

Obwohl sich die Details der petrographischen Beschaffenheit der Stufe in den Kalkbrüchen von Lasnamägi wegen des unverwitterten Zustandes des Gesteins nicht besonders leicht verfolgen lassen, und obzwar auch Schichten der hangenden Stufen hier aufgeschlossen sind, so ist man dennoch berechtigt, die Stufe als Lasnamäe-Stufe zu bezeichnen, da gerade diese Brüche die beste Möglichkeit zum Studium des lithologischen Charakters der Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit und zum Sammeln von Fossilien bieten. Ausserdem sind die betreffenden Schichten auch früher hauptsächlich nach dem in diesen Steinbrüchen gesammelten Material charakterisiert worden. Der für diese Stufe von P. Raymond 1916 gewählte Name „Reval“, der von H. Bekker 1922 in „Tallinna“ umgeändert wurde, konnte nicht beibehalten werden, da der Name „Reval“ resp. „Tallinn“, nach der Hauptstadt Estlands gewählt, schon von Ed. v. Eichwald 1857 als Sammelname für alle untersten Kalksteine des Ordoviziums in Estland, d. h. für die Tallinna-Serie, benutzt worden ist (s. S. 8).

Dem beim Lasnamägi aufgeschlossenen Profil der Stufe steht das Profil im Bohrloch von Lagedi (s. K. Orviku 1930, S. 6—7) sehr nahe; die Mächtigkeit der Stufe beträgt hier 8,64 m. Es soll gleich hinzugefügt werden, dass die in den Bohrlöchern von Ubja (s. S. 160) und Kostivere enthaltenen Profile der Lasnamäe-Stufe sich ihrem Gesteinscharakter nach ebenso an das Profil der Stufe im Bohrloch von Lagedi anschliessen.

Da das Gestein der Lasnamäe-Stufe in den Steinbrüchen von Lasnamägi unverwittert ist, so kann man hier, wie schon gesagt, die Unterschiede im lithologischen Charakter der einzelnen Schichten nicht gut verfolgen. An der steilen Glintwand dagegen, die lange Zeit der Witterung ausgesetzt gewesen ist, tritt in den Profilen der Stufe die verschiedene Widerstandsfähigkeit der einzelnen Schichten der Verwitterung gegenüber deutlich hervor. So z. B. sieht man am Aufstieg zur Glintwand in der Nähe des nördlichen Leuchtturms bei Kadriorg (21d), wo die Lasnamäe-Stufe beinahe in ihrer ganzen Mächtigkeit (8,45+ m) aufgeschlossen ist, dass die Schichten des oberen harten Kalksteins der Stufe zwischen 2,10—3,50 m und 3,80—5,30 m über der oberen Grenze der Dolomitbank viel stärker verwittert sind als die übrigen Schichten des harten Kalksteins. Ob diese leichter verwit-

ternden Niveaus sich auf weitere Strecken ausdehnen, konnte leider bisher noch nicht festgestellt werden.

Die unteren mergeligen Kalksteine, die in den Steinbrüchen von Lasnamägi ebenfalls ein recht eintöniges Aussehen haben, lassen sich in den verwitterten Profilen in zwei lithologisch voneinander scharf getrennte Teile gliedern. Ein gutes Beispiel bietet in dieser Hinsicht das Profil am Glint beim Aufstieg der Koidula-Strasse (21 b) (Prof. S. 144) (Taf. VIII, 4); hier sind die unteren 3,80+ m der Lasnamäe-Stufe aufgeschlossen, und an der Profilwand lässt sich die Dolomitbank leicht verfolgen; unter ihr liegt der mergelige Kalkstein; sein oberer Teil ist mergeliger, dünnschichtiger und verwittert leichter als der untere Teil, der mergelärmer und dickbankiger ist.

In den grossen Steinbrüchen bei Suhkrumägi (21 h) ist wiederum der obere harte Kalkstein, der hier abgebaut wird, in einer Mächtigkeit von 3,60+ m aufgeschlossen (Prof. S. 144) (Taf. V, 1); den Boden der Steinbrüche bildet meistens die Dolomitbank, und den unteren mergeligen Kalkstein der Stufe kann man an der Glintwand gut kennenlernen. Hier, wie auch an allen anderen ähnlichen Lokalitäten, in denen die Lasnamäe-Stufe die obersten Schichten des Untergrundes bildet, sieht man, dass der obere harte Kalkstein in dünnen, aber harten Platten verwittert, die von häufigen Rostrohren durchzogen sind. Je tiefer die Schichten liegen, desto grösser ist die Dicke der einzelnen Platten, und um so geringer wird die Intensität der rostbraunen Farbe der Rostrohre, bis sie schliesslich ganz verschwindet. Die Tiefe, bis zu welcher die Verwitterung nach unten vordringt, ist sehr verschieden, beträgt aber meistens 2 m (s. S. 186). Im Profil von Suhkrumägi findet man im oberen harten Kalkstein einige schöne Diskontinuitätsflächen, die man aber nicht mit denjenigen in den anderen naheliegenden Profilen identifizieren kann (s. S. 180).

Östlich von Lasnamägi liegt ein schöner Aufschluss der unteren 4 Meter der Lasnamäe-Stufe in den Festungsbauten bei Iru (24 c) (Prof. S. 145) (Taf. VII, 3, 4). Das Profil ähnelt demjenigen von Lasnamägi (21 b) und Suhkrumägi (21 h). Als Abweichung sei hier die 18 cm dicke Schicht eines mergeligen Kalk-

steins erwähnt, die unter der Dolomitbank liegt und viele kleine Schalen von *Christiania oblonga* (?) enthält.

Ausser den genannten grösseren Profilen der Lasnamäe-Stufe gibt es östlich von Tallinn, auf den dortigen Alvargebieten, noch viele kleinere Steinbrüche, die bis zur Gegend von Kolga (33 c) verstreut sind. Die Tiefe aller dieser Steinbrüche ist gering, weder die obere, noch die untere Grenze der Stufe ist in ihnen aufgeschlossen, und es fällt schwer, die Profile miteinander zu parallelisieren. Dem lithologischen Charakter nach ist das Gestein in allen diesen Brüchen ein harter, grauer, feinkristallinischer bis feinkörniger Kalkstein, teils auch dolomitischer Kalkstein, der unten dickbankiger ist, nach oben zu aber in dünnen Platten mit Roströhren verwittert. Die grössten unter diesen Alvar-Steinbrüchen sind die alten Kalkbrüche von Kärnu (24 d) und die Steinbrüche bei Vao (23 d—e).

Mit dem Lasnamägi und Suhkrumägi beginnt das westliche Gebiet des Anstehenden der Lasnamäe-Stufe, innerhalb dessen die Schichten der Stufe häufig an der Glinthand beinahe in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen sind. So wird der oberste Teil des Untergrundes des Tallinn-Toom (20) in mehreren Metern Mächtigkeit von den Schichten der Lasnamäe-Stufe aufgebaut; die Schichtköpfe sind aber grösstenteils zugemauert.

Weiter westlich am Glint kann man die Stufe, angefangen von Kadaka, über Mäeküla, Harku, Kallaste, Tiskre, bis Rannamõisa verfolgen. Die Mächtigkeit der am Glint aufgeschlossenen Schichten der Stufe beträgt in den südöstlichsten Punkten bis 6 m, in den nordwestlichsten bis 4 m. Am Rand des Glints findet man einige grosse Steinbrüche, wie bei Kadaka (18 a, b), Harku (16 c, d) und Rannamõisa (14 a); die grössten unter ihnen sind die Steinbrüche von Kadaka, wo in den westlichen Teilen die Lasnamäe-Stufe in einer Mächtigkeit von 6,35+ m aufgeschlossen ist (Prof. S. 143) (Taf. VI, 1). Hier sind die obersten 55+ cm stark verwittert, und der Stein zerfällt in dünne Platten; recht dünn-schichtig sind auch noch die tieferen Schichten in einer Mächtigkeit von 1,20 m; weiter unten liegt aber schon unverwitterter, harter, dickbankiger Kalkstein in einer Mächtigkeit von 3,40 m. Alle diese Schichten gehören dem oberen, harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe an, der hier somit eine Dicke von 5,10+ m erreicht; in den östlicheren, dem Glintrand näherliegenden Steinbrüchen von Kadaka (18 b) ist dieser harte Kalkstein nur

noch in 2—3 m Mächtigkeit vertreten. 2,60 m oberhalb der unteren Grenze des harten Kalksteins findet man eine zum Teil paarig ausgebildete, scharfe Diskontinuitätsfläche mit weitreichenden Vertiefungen, die der mittleren Diskontinuitätsfläche des oberen harten Kalksteins in den Steinbrüchen von Lasnamägi (21 c) zu entsprechen scheint. Dieselbe Diskontinuitätsfläche ist auf dem entsprechenden Niveau auch in folgenden westlichen Lokalitäten festgestellt worden: Telinõmme (11 g), Paldiski (4 b), Väike-Pakri (3 n), Suur-Pakri (2 c) und Osmussaar (1 c) (s. Profilbeschreibungen der Lasnamäe-Stufe dieser Lokalitäten und Profiltafel IV). Die erwähnte Diskontinuitätsfläche kann in den Steinbrüchen von Kadaka leicht mittels der von den Arbeitern den einzelnen Schichten gegebenen Namen aufgefunden werden, die ihrerseits im allgemeinen denjenigen in den Steinbrüchen des Lasnamägi entsprechen. In den Steinbrüchen wird die Kalksteinbank, in deren oberem Teil die genannte paarige Diskontinuitätsfläche auftritt, als „kaks kirjut“ bezeichnet, die unmittelbar über dieser Diskontinuitätsfläche liegende Bank wird „lutt“ genannt.

Bei der oberen harten Kalksteinbank verdienen die Schichten 35—80 cm über der mittleren Diskontinuitätsfläche besonders erwähnt zu werden. Diese Schichten werden von den Arbeitern „alumine mullavalge“ und „ülemine mullavalge“ genannt, und in ihnen findet man anstehend zahlreiche Bruchstücke (Glabellen und Pygidien) des *Asaphus devevus*; es ist übrigens eine der wenigen Lokalitäten, in denen dieses Leitfossil der Stufe anstehend beobachtet werden kann. Sehr schöne, mit vielen Exemplaren dieses Fossils bedeckte Platten sind von Prof. A. Öpik im Steinbruch von Suhkrumägi gefunden worden, das genaue Niveau des Vorkommens von *As. devevus* konnte dort aber nicht mehr festgestellt werden. Auf Osmussaar (1 c) tritt *Asaphus devevus* ebenfalls häufig auf einer Schichtfläche 20 cm unterhalb der fossilienreichen Diskontinuitätsfläche auf (s. S. 158). Es gibt ausserdem noch eine Lokalität, in der dieser Trilobit anstehend gefunden worden ist — Türsamäe (51 k), wo aber das Profil eine so geringe Mächtigkeit aufweist, dass es unmöglich ist, das genaue Niveau des Vorkommens festzustellen (s. S. 162). Nach den wenigen bisherigen Beobachtungen kann man sagen, dass der Leittrilobit der Stufe den oberen harten Kalkstein der Stufe zu cha-

rakterisieren scheint und dort in grosser Zahl auf bestimmten Schichtflächen konzentriert ist.

Der Boden der Steinbrüche in Kadaka wird grösstenteils von der Dolomitbank gebildet, die unter dem Namen „põhja punane“ bekannt ist. Stellenweise hat man noch bis zu 1 m Tiefe die unteren mergeligen Kalksteine angebrochen.

Den unteren Teil der Lasnamäe-Stufe kann man gut am Glintrand bei den Steinbrüchen von Kadaka (18 c) verfolgen, wo die Dolomitbank besonders deutlich hervortritt (Taf. VII, 2). Auch kann man an diesem stark verwitterten Profil die lithologischen Unterschiede der einzelnen Schichten des unteren mergeligen und des oberen harten Kalksteins feststellen.

Es ist nun zweckmässig, die Charakteristik der Lasnamäe-Stufe an Hand des Profils am Glintrand von Mäeküla (17) zu wiederholen, da hier alle Schichten stark verwittert sind und dadurch die verschiedenen petrographischen Eigentümlichkeiten derselben besser zum Ausdruck kommen (Prof. S. 143) (Taf. V, 3). Man sieht an diesem Profil, dass der untere mergelige Kalkstein, besonders sein oberer Teil (1,60 m), leicht verwittert; auf Kosten dieser weniger widerstandsfähigen Schichten sind mehr oder weniger tiefe Hohlkehlen entstanden, deren Decke von der überhängenden Dolomitbank und dem oberen harten Kalkstein gebildet wird. Derartige bald tiefere, bald flachere Hohlkehlen kann man in dieser Gegend an der Glintrand häufig beobachten. Im Vergleich zu den benachbarten Profilen zeigt die Dicke der beiden Teile des mergeligen Kalksteins in Mäeküla eine geringe Abweichung: der obere, mergelreichere Teil ist in Mäeküla dicker, der untere, mergelärmere dagegen dünner als in den anderen untersuchten Profilen. Diese Unterschiede sind wohl darauf zurückzuführen, dass die Grenze zwischen den beiden Teilen nach dem augenscheinlichen Mergelgehalt bestimmt worden ist, dessen richtige Einschätzung aber nicht immer leicht ist (vgl. S. 64).

Um die Eigentümlichkeiten der Lasnamäe-Stufe am Glintrand zwischen Kadaka und Rannamõisa noch durch einige Beispiele zu belegen, seien die Profile von Kallaste (15 c) (Prof. S. 143) und von Harku (16 c) (Taf. VI, 2) genannt. Auch in den Steinbrüchen von Rannamõisa (14 a) haben die Schichten der Lasnamäe-Stufe die gleiche Ausbildung wie in den früher beschriebenen Lokalitäten.

Gute Profile findet man am Glint von Telinõmme, wo sich die einzelnen Schichten am besten bei den alten Festungsbauten (11 b, 11 c, 11 g) untersuchen lassen. Von diesen Lokalitäten ist eine näher beschrieben worden (Prof. S. 142) (Taf. V, 2). In diesem Aufschluss ist das Gestein wenig verwittert, sodass sich nicht alle lithologischen Verschiedenheiten der Stufe leicht unterscheiden lassen: es können z. B. nur geringe Unterschiede zwischen dem Gestein des unteren mergeligen Kalksteins und des oberen harten Kalksteins festgestellt werden, eine Zweiteilung des unteren mergeligen Kalksteins lässt sich nicht durchführen; diese ist aber an der nicht weit von den Festungsbauten entfernten Glintwand durchaus deutlich zu erkennen. Im oberen Teil des Profils von Telinõmme findet man Schichten, die zufolge langdauernder Verwitterung in dünne Platten zerfallen sind. In den unteren Schichten der Stufe sieht man noch einzelne kleine weisse Ooide. Die Dolomitbank ist leicht zu erkennen, aber auch die anderen Schichten sind teilweise mehr oder weniger stark dolomitisiert. In diesem Profil liegen die Schichten der Lasnamäe-Stufe in einer Mächtigkeit von 5,66+ m vor, ohne dass die obere Grenze der Stufe erreicht wird.

Weiter im Westen findet man gute Profile der Lasnamäe-Stufe bei Paldiski (4) an den Wänden der alten Festungsbauten (4 c) (Taf. V, 4) und im dortigen Steinbruch (4 b) (Taf. VI, 3). Hier ist die ganze Stufe in einer Mächtigkeit von 5,01 m aufgeschlossen, wobei die beiden Grenzen durch Diskontinuitätsflächen markiert sind. Im Steinbruch (Prof. S. 141), in dem das Gestein unverwittert ist, ist eine lithologische Gliederung des Profils schwer durchzuführen: es befindet sich hier im allgemeinen ein grauer, feinkristallinischer, dickbankiger Kalkstein, der im unteren Teil lokal dolomitisiert ist. Die lokale Dolomitisierung des unteren mergeligen Kalksteins kann an den Küstenaufschlüssen südlich des Hafens von Paldiski (4 d) (Taf. VIII, 2) leicht verfolgt werden; an dieser Stelle sieht man auch, dass die unterste Schicht der Stufe durch ihre Härte und die helle Farbe auffällt und dadurch leicht vom Liegenden und Hangenden abgegrenzt werden kann. Im Steinbruch kann man feststellen, dass einige scharfe Diskontinuitätsflächen den Kalkstein der Stufe durchziehen. Alle Schichten der Lasnamäe-Stufe werden hier abgebaut, sodass der Boden des Steinbruchs vom Gestein der Aseri-Stufe gebildet wird. Trotz der geringen Verwit-

terung der Schichten lässt sich aber auch im Steinbruch von Paldiski die Dreiteilung der Lasnamäe-Stufe durchführen, wobei bemerkt sei, dass die oberen 41 cm des oberen harten Kalksteins eine eigentümliche Ausbildung zeigen (s. Näheres S. 168). Deutlicher ausgesprochen ist die Dreiteilung der Stufe in den verwitterten Profilen der alten Festungsbauten.

Schichten der Lasnamäe-Stufe sind auch in den Steinbrüchen südlich des Bahnhofs von Paldiski (4 e, 4 f) in einer Mächtigkeit von 1,50+ m entblöst. Das Gestein ist typisch ausgebildet, die Grenzen der Stufe sind aber nicht aufgeschlossen.

Im Bau des Glints von Väike-Pakri (3, besonders 3 n) (Prof. S. 141) spielt die Lasnamäe-Stufe eine bedeutende Rolle, da ihre Schichten in einer Mächtigkeit von 5 m den oberen Teil des niedrigen Glints bilden (Taf. I, 2, VII, 1). Auf dieser Insel sind die Schichten der Stufe an vielen Stellen der Brandung zugänglich, sodass hier die verschiedene Widerstandsfähigkeit der einzelnen Schichten der Brandung gegenüber besonders schön beobachtet werden kann: man sieht, wie im unteren 1,30 m mächtigen mergeligen Kalkstein tiefe Hohlkehlen von der Brandung ausgearbeitet werden. Die mehr oder weniger stark überhängenden Schichten der Dolomitbank und des oberen harten Kalksteins lösen sich schliesslich in Gestalt grosser Schollen von der Glintwand; die Trennung erfolgt längs den vertikalen Diaklasflächen, die in zwei sich fast im rechten Winkel schneidenden Richtungen verlaufen. Die zum Teil dicht nebeneinanderliegenden abgebrochenen, grossen Schollen bilden einen Gürtel am Fuss des Glints (Taf. VIII, 1). Das Abbrechen der grossen Schollen ist aber nicht ausschliesslich durch die Brandungshohlkehlen im unteren mergeligen Kalkstein der Lasnamäe-Stufe bedingt; es treten nämlich am Glint von Väike-Pakri noch andere Hohlkehlen auf, die an Stellen, wo das Liegende der Lasnamäe-Stufe den Meeresspiegel überragt, auf Kosten der leicht abradierbaren Schichten der liegenden Stufen entstanden sind. Dort, wo die Schollen sich von der Glintwand abgelöst haben, stellt diese eine Steilwand dar, die einer Diaklasfläche entspricht (Taf. I, 2, VII, 1). Eine besondere Abrasionsform hat die Brandung beim Beginn der NW-Front des Glints geschaffen, wo die Schichten der Stufe treppenförmig landeinwärts aufsteigen (Taf. VIII, 3) (s. auch A. Öpik 1927 und K. Orviku 1936).

Der Glint von Suur-Pakri (2) besteht fast vollständig aus den Schichten der Lasnamäe-Stufe (Taf. IX, 4), da auch an seiner höchsten Stelle, bei Byshytten (2c), die untere Grenze der Stufe den Meeresspiegel nur wenig überragt. Die Stufe ist hier in einer Mächtigkeit von 3,85+ m aufgeschlossen. Die Ausbildung der Schichten ist derjenigen beim Glint von Väike-Pakri (3n) sehr ähnlich: der obere harte Kalkstein ist dickbankig und enthält deutliche Diskontinuitätsflächen 1,65 und 1,85 m über der oberen Grenze der Dolomitschicht. Im allgemeinen sind die Schichten des oberen harten Kalksteins auf Suur-Pakri stärker verwittert, da sie vom Druck des Inlandeises stärker zerklüftet worden sind. Die Dolomitschicht ist typisch ausgebildet. Auch der untere mergelige Kalkstein trägt denselben Charakter wie auf Väike-Pakri (3n), nur ist sein unterer Teil härter, der obere dagegen mergeliger und verwittert leichter. Die unterste Schicht der Stufe besteht ebenfalls aus bräunlich-grauem, hartem, kristallinischem Kalkstein mit einzelnen weissen Ooiden; seine untere Grenze wird durch eine ebene Diskontinuitätsfläche markiert, die ihrerseits mit kleinen Bohrlöchern versehen ist (547).

Der westlichste Aufschluss der Lasnamäe-Stufe in Estland ist der Glint von Osmussaar (1), der hauptsächlich von den Schichten der Lasnamäe-Stufe aufgebaut wird: die untere Grenze der Stufe überschreitet am Glint von Osmussaar nirgends die absolute Höhe von 2 m (1d); an der NW- und NO-Front des Glints liegt sie auf langen Strecken ungefähr in der Höhe des Meeresspiegels.

Am geeignetsten für die Untersuchung der Stufe ist der Glintteil in der Umgebung des Nordhafens von Osmussaar, und zwar südöstlich des Hafens (1c) (Taf. IX, 1). Hier beträgt die Mächtigkeit der Stufe 3,95+ m (Prof. S. 140), und die Schichten erheben sich an dieser Stelle treppenförmig über dem Meeresspiegel. Die hier gemessene Mächtigkeit der Stufe wird nirgends auf Osmussaar überschritten; es ist also die oberste Grenze der Stufe auf der Insel nicht festgestellt worden (s. weiter unten). Ebenso wie in den östlichen Lokalitäten, so zerfallen auch hier die Schichten in drei Gruppen: den oberen harten Kalkstein, die Dolomitbank und den unteren mergeligen Kalkstein. Der letztgenannte Teil der Stufe hat an dieser Stelle eine Mächtigkeit von 1,30 m und entspricht seinem lithologischen Charak-

ter nach denselben Schichten in den früher beschriebenen Profilen. Am Glint von Osmussaar kann man aber viel deutlicher als anderswo die Zweiteilung des unteren mergeligen Kalksteins in einen härteren unteren und einen mergeligen oberen Teil beobachten; besonders schön kommt diese Verschiedenheit des lithologischen Charakters in den Abrasionsformen des Glints zum Ausdruck. Am Leuchtturm (1 b) und an der NO-Front des Glints in der Umgebung des Fischerhafens hat die geringe Widerstandsfähigkeit des unteren mergeligen Kalksteins die Bildung von Brandungshohlkehlen begünstigt (Taf. IX, 2). Dabei werden die unteren Schichten, die härter, weniger mergelhaltig und feinkristallinischer sind, in einer Mächtigkeit von 50 cm von den Wellen treppenförmig ausgearbeitet. Die letztgenannten Kalksteine unterscheiden sich vom hangenden mergeligen Kalkstein auch noch dadurch, dass sie heller und weniger zerklüftet sind. Der obere Teil des mergeligen Kalksteins ist hier 80 cm mächtig; er ist sehr mergelig und wird von den Wellen leichter zerstört als der untere Teil, sodass die Brandungshohlkehlen gerade innerhalb dieser oberen Schichten ausgebildet werden, wie man das am besten an der NO-Front des Glints, etwas westlich vom Fischerhafen (1 f) beobachten kann (Taf. IX, 3, s. auch K. Orviku 1936). Die Ausbildung der Glintwand im Bereich des unteren mergeligen Kalksteins kann sich aber auch in einer anderen Weise vollziehen: so sehen wir am Glint südlich vom Nordhafen (1 a), dass dieselben Schichten allmählich treppenförmig landeinwärts aufsteigen; an einer anderen Stelle wiederum, an der NO-Front des Glints, südlich vom Fischerhafen (1 e), bilden die Schichten eine vertikale Steilwand.

Der untere mergelige Kalkstein wird auch auf Osmussaar mit der hier 30 cm mächtigen, schwach bräunlichgrauen, Kalzitnester enthaltenden Dolomitbank bedeckt.

Die oberen Schichten der Stufe, die auf Osmussaar in einer Mächtigkeit von 2,35+ m entblösst sind, entsprechen dem oberen harten Kalkstein; dieser ist grau, feinkörnig bis feinkristallinisch und wird von zahlreichen Diskontinuitätsflächen durchzogen; die letzteren sind auf den entsprechenden Niveaus auf der ganzen Ausdehnung des Glints deutlich zu beobachten. Von diesen Diskontinuitätsflächen muss die oberste, die 2,00 m über der oberen Grenze der Dolomitbank liegt, besonders hervorgehoben werden, und zwar weil man auf ihr sehr viele

Fossilien findet. Allerdings enthalten auch die übrigen Schichten des oberen harten Kalksteins auf Osmussaar häufiger Fossilien als die betreffenden Schichten der anderen Lokalitäten, aber trotzdem fällt gerade die genannte Diskontinuitätsfläche durch ihren besonderen Fossilienreichtum auf. Der Fossilienreichtum eines bestimmten Niveaus der Lasnamäe-Stufe auf Osmussaar ist schon seit Ed. v. Eichwald (1840, S. 43) bekannt gewesen; später ist diese Lokalität von Fr. Schmidt vielmals besucht worden (vgl. Fr. Schmidt 1881, S. 27). Am zugänglichsten ist die fossilienreiche Diskontinuitätsfläche am Glint etwas südöstlich vom Nordhafen (1 c). Die Analyse der hier gesammelten Fossilien wird vielleicht einige weitere Anhaltspunkte für die Bestimmung der oberen Grenze der Lasnamäe-Stufe auf Osmussaar geben. Es sei noch erwähnt, dass *Asaphus devevus* auf Osmussaar auf einem Niveau häufig vorzukommen scheint, das 20 cm unter der genannten fossilienreichen Diskontinuitätsfläche liegt.

Die Lasnamäe-Stufe in Ost-Estland.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets ist die Lasnamäe-Stufe am besten in der Umgebung des Purtsse-Flusses aufgeschlossen: die obersten Schichten der Stufe sind in einer Mächtigkeit von 1,80+ m an den beiden Ufern des Uhaku-Flusses beim Gesinde Paemuru (44 h), die unteren Schichten dagegen im Steinbruch von Lügause (43 g) entblösst; der letztgenannte Steinbruch stellt einen der ältesten und grössten Steinbrüche Ost-Estlands dar, in dem auch in den letzten Jahren noch reichlich Kalkstein gebrochen worden ist (s. Taf. X, 4). Hier werden an der ost-westlichen Arbeitsfront die Schichten in einer Mächtigkeit von 5 m abgebaut, ohne dass dabei die obere oder untere Grenze der Stufe erreicht würde. Allerdings dürfte die untere Grenze nicht mehr in grosser Tiefe liegen, man kann sie etwa 2 m unterhalb der untersten aufgeschlossenen Schicht erwarten. Die oberen Schichten treten grösstenteils im westlichen, die unteren Schichten dagegen im östlichen Teil des Steinbruchs zutage. Sedimentpetrographisch sind keinerlei Verschiedenheiten in der Ausbildung des Gesteins festzustellen: es handelt sich um den typischen grauen, harten, feinkörnigen

gen bis feinkristallinischen, dickbankigen Kalkstein, der in seinen oberen Partien dank der Verwitterung dünn-schichtiger ist und zahlreiche Rost-röhren aufweist. Stellenweise sind die Schichten dolomitisiert.

Westlich von Lügånuse liegen die ausgedehnten, aber verlassenen Steinbrüche von T a m m e bei R a n n a k ü l a (42 e), in denen seinerzeit der Kalkstein für die ehemalige Zementfabrik von Aseri gebrochen worden ist. Die hier blossliegenden Schichten haben eine Gesamtmächtigkeit von 3,69+ m (Prof. S. 146): die unteren 2,50+ m werden vom typischen Kalkstein der Stufe gebildet, die oberen 1,19+ m dagegen sind durch eine starke Beimengung terrigener Bestandteile und durch reichlich vorkommende Fossilienfragmente charakterisiert, und es ist möglich, dass diese Schichten schon der Uhaku-Stufe angehören. Die Schichten dieser Lokalität sind nesterweise dolomitisiert.

Einen guten Aufschluss der untersten Schichten der Lasnamäe-Stufe stellt der grosse Steinbruch von A s e r i (41 e) (Taf. II, 1, 2) dar, wo dieser Teil der Stufe in einer Mächtigkeit von 1,85+ m entblösst ist und eine typische Ausbildung zeigt (Prof. S. 56).

Von den kleineren Steinbrüchen sei hier der Steinbruch von V a s t a (40 c) erwähnt, wo in einer Mächtigkeit von 1,60+ m ein harter, grauer, feinkörniger, dickbankiger Kalkstein zutage tritt, der seinem lithologischen Charakter nach der Lasnamäe-Stufe angehört. In diesem Kalkstein ist ein Exemplar von *Caryocystites aranea* S c h l o t h. — ein Leitfossil der Uhaku-Stufe — gefunden worden; welche Bedeutung diesem Exemplar zukommt, kann vorläufig noch nicht entschieden werden: vielleicht gehören die oberen Schichten teilweise schon der Uhaku-Stufe an, vielleicht handelt es sich hier aber um einen Fall, in dem das Leitfossil der Uhaku-Stufe vereinzelt bereits in der älteren Stufe vorkommt.

Sehr grosse Steinbrüche in den Schichten der Lasnamäe-Stufe findet man auf beiden Seiten der Eisenbahnlinie Rakvere-Kunda bei A r u (39 b, c), von denen die westlichen schon verlassen sind, während in den östlichen noch gearbeitet wird (Taf. VI, 4). An dieser Lokalität liegen die Schichten der Stufe in einer Mächtigkeit von 2,70+ m in typischer Ausbildung vor. Die im westlichen Teil des Steinbruchs in einer Mächtigkeit von 1,87+

m entblössten Schichten der Stufe kann man von hier aus fast ununterbrochen bis zu dem etwas westlicher gelegenen Steinbruch von O j a k ü l a (39 a) verfolgen, wo die untersten Schichten der Lasnamäe-Stufe in einer Mächtigkeit von 1,33+ m aufgeschlossen sind und ebenfalls das für sie typische Gepräge aufweisen. Man kann also zusammenfassend feststellen, dass in den letztgenannten Steinbrüchen die untersten Schichten der Stufe in einer Mächtigkeit von 4—5 m zutage treten.

Südlich von diesen Lokalitäten ist bei U b j a in den Brennschiefergruben der Zementfabrik Kunda durch Bohrung das e i n z i g e v o l l s t ä n d i g e Profil der Lasnamäe-Stufe im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes der Forschung zugänglich gemacht worden; es hat sich dabei erwiesen, dass dieses Profil denjenigen im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets sehr ähnlich ist (s. S. 149 u. Prof. S. 145). Im Profil von Ubja fällt der u n t e r e Teil in einer Mächtigkeit von 2,12 m durch seinen hohen Gehalt an m e r g e l i g e n Bestandteilen auf und scheint somit dem unteren mergeligen Kalkstein der Stufe im Westen zu entsprechen. Die Dolomitbank ist nicht erkennbar, und alle o b e r e n Schichten in einer Mächtigkeit von 6,71 m sind augenscheinlich, ihrer lithologischen Beschaffenheit nach zu urteilen, mit dem o b e r e n h a r t e n Kalkstein der Stufe identisch. In diesem Teil kann man an den Bohrkernen viele recht schöne Diskontinuitätsflächen feststellen, die mit einer zyklischen Sedimentation in Zusammenhang stehen (s. auch S. 184). Da in den Steinbrüchen des östlichen Gebiets die aufgeschlossenen Schichten immer mehr oder weniger stark verwittert sind, die Bohrkern des Profils von Ubja aber in vollständig unverwittertem Zustand vorliegen, so ist eine Parallelisierung des Bohrprofils mit den übrigen Profilen der Lasnamäe-Stufe erschwert. Es hat aber den Anschein, als ob die im Westen auffallenden sedimentpetrographischen Unterschiede innerhalb der einzelnen Teile der Lasnamäe-Stufe im Osten nicht mehr so deutlich zu verfolgen sind.

Östlich von Lügänuuse sind gute Aufschlüsse der Lasnamäe-Stufe sehr spärlich (s. Liste der untersuchten Lokalitäten, S. 15); in diesen sind fast ausschliesslich die u n t e r s t e n Schichten der Stufe gleich oberhalb der Aseri-Stufe blossgelegt. Einer der grössten Steinbrüche in diesem Teil des östlichen Ge-

biets ist derjenige von *Toila* (48 g), dessen Ausbeutung in engem Zusammenhang mit den Neu- und Umbauten im Schloss von Oru — der Sommerresidenz des Staatspräsidenten von Estland — steht. In diesem Steinbruch sind die Schichten in einer Mächtigkeit von 2,83+ m aufgeschlossen; sie weisen die typische lithologische Ausbildung auf und sind durchgehend verwittert, was man schon am Auftreten der Roströhren erkennen kann; die Schichten sind zum Teil stark dolomitisiert.

Die lokale Dolomitisation, die im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets so charakteristisch ist, lässt sich also auch bis hierher verfolgen. Merkmale der Dolomitisation sind: im frischen Gestein — die dunklere Färbung desselben und im verwitterten Gestein — die rostbraune Farbe der Schichtenoberflächen.

Bei der *Lasnamäe*-Stufe kann man aber noch eine andere Art der Dolomitisation beobachten, die im allgemeinen stärker ins Auge fällt als die vorige, da in diesem Fall das Gestein der Stufe buntfarbig ist und die Dolomitisierung einen viel allgemeineren Charakter trägt. Das Gestein ist dann gewöhnlich dickbankig, feinkristallinisch, dunkel grünlichgrau — violettgrau und leicht porös (z. B. bei *Narva* — 55 c, 428). Diese Ausbildung hat das Gestein in der Umgebung von *Sõtke* (51), und von hier aus nach Osten kann man sie in fast allen Aufschlüssen des Gebiets beobachten. Die Dolomitisierung ist verschieden stark fortgeschritten, und man findet Übergänge vom dolomitischen Kalkstein zum echten Dolomit. Gleichzeitig mit der Dolomitisation ist das Gestein leicht porös geworden, und der Erhaltungszustand der Fossilien hat sehr gelitten. Von den Lokalitäten, in denen man stark dolomitiertes Gestein antrifft, wären folgende hervorzuheben: *Sõtke* (51 g), *Perjatsi* (52 d), der südliche Steinbruch in *Narva* (55 c). Eine derartige Dolomitisation ist bisher nur in den untersten Schichten der Stufe beobachtet worden, da in diesem Gebiet die obersten Schichten nicht aufgeschlossen sind. Man kann also noch nicht mit Sicherheit sagen, wieweit die Dolomitisation auch die obersten Schichten der *Lasnamäe*-Stufe ergriffen hat, darf aber annehmen, dass auch diese ihr unterlegen sind: die mit einer Buntfarbigkeit verknüpfte Dolomitisation ist nämlich in der liegenden *Aseri*- und in der *Vaginatium*-Stufe ebenso intensiv entwickelt wie in den untersten

Schichten der Lasnamäe-Stufe, sodass wir es hier wahrscheinlich mit einer ganz allgemeinen Erscheinung zu tun haben, die die gleiche Entstehungsursache zu haben scheint.

Einen der interessantesten Aufschlüsse dieses Charakters gab vor einigen Jahren ein Entwässerungsgraben westlich des Dorfes T ü r s a m ä e (51 k) (Taf. X, 2), der die Schichten der Lasnamäe-Stufe bis zu einer Tiefe von 50—70 cm durchschnitt. Die Schichten waren vom Inlandeis etwas disloziert. Es wurde an dieser Stelle folgendes Profil festgestellt:

- 50+ typischer dickbankiger, grauer Kalkstein mit Roströhren, stellenweise dolomitisiert und dann violett (431). 15 cm oberhalb der unteren Grenze fand man eine Schichtfläche mit vielen Fragmenten von *Asaphus devexus*.
- 70+ bläulichgrauer bis dunkler, grünlichgrauer, feinkörniger, leicht verwitternder Kalkstein mit mergeligen Zwischenlagen (432).
- 120+ hauptsächlich dunkelgrauer bis violetter, dickbankiger, leicht poröser Dolomit, teils als reiner Kalkstein ausgebildet.

Man sieht also, dass die Dolomitisation im Osten ebenso wie im Westen sehr sporadisch auftritt, im Osten aber im allgemeinen eine viel grössere Verbreitung aufweist. Die letztgenannte Lokalität ist noch in einer Hinsicht bemerkenswert, da sie die einzige Stelle darstellt, an der im Osten das Leitfossil — *Asaphus devexus* — gefunden worden ist, und zwar in zahlreichen Bruchstücken, die auf einer Schichtfläche konzentriert sind.

Die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe.

(Fig. 2, S. 167, Fig. 5, S. 234 u. Taf. XVII, Profiltafel V)

Bei der Bestimmung der oberen Grenze der Lasnamäe-Stufe sind in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich die lithologischen Merkmale in Betracht gezogen worden, da die paläontologischen Eigentümlichkeiten noch nicht in allen Einzelheiten aufgeklärt sind. In allen Profilen, in denen die Lasnamäe-Stufe in ihrer vollen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, kann man hinsichtlich ihrer oberen Grenze folgende Beobachtung machen: das Gestein der Lasnamäe-Stufe stellt einen harten, an terrigenen

Bestandteilen armen Kalkstein dar, der der Verwitterung gegenüber ausserordentlich widerstandsfähig ist, das Gestein der hangenden Uhaku-Stufe (s. S. 189) dagegen ist ein mergeliger, an terrigenen Bestandteilen reicher Kalkstein, der sehr leicht verwittert. Beachtet man diesen Unterschied im lithologischen Charakter der beiden Stufen, so fällt es gewöhnlich nicht schwer, in den Aufschlüssen die Grenze zwischen den beiden Stufen festzustellen. Bei eingehender Betrachtung der die Grenzschichten aufweisenden Profile sieht man aber, dass die Grenzschichten an den verschiedenen Lokalitäten doch recht verschieden ausgebildet sind.

Im Profil von Uhaku (44 h) wurden zur Lasnamäe-Stufe alle diejenigen Schichten gezählt, in denen keine Cystiden vorkommen. Die erste Schicht mit Cystiden, die der Uhaku-Stufe zugeteilt wird (s. K. Orviku 1929, S. 17), ist verhältnismässig dünn und besteht aus mergeligem Kalkstein. Über ihr liegt eine mächtige Schicht eines harten, an terrigenen Bestandteilen armen Kalksteins (90 cm), der lithologisch den tiefer unten liegenden Schichten der Lasnamäe-Stufe völlig ähnlich ist. Früher (K. Orviku 1927, S. 20) wurde auch diese Schicht der Lasnamäe-Stufe zugeteilt.

Auffallend ist in dem ebengenannten Profil das Fehlen der Diskontinuitätsflächen an der Grenze zwischen der Lasnamäe- und der Uhaku-Stufe: soweit bisher bekannt, hat hier beim Übergang von einer Stufe zur anderen keine Sedimentationsunterbrechung stattgefunden, wohl aber können wir von einer Veränderung des Sedimentationscharakters sprechen. Hinsichtlich des letzteren muss hervorgehoben werden, dass die Zufuhr der terrigenen Bestandteile im unteren Teil der Uhaku-Stufe nur innerhalb kurzer Perioden intensiv gewesen ist, während in den Zwischenzeiten fast die gleichen Sedimentationsbedingungen geherrscht haben wie zur Zeit der Entstehung der Lasnamäe-Stufe (s. Profilbeschreibung der Uhaku-Stufe von Uhaku, S. 197). Es nehmen im Profil von Uhaku die für die Uhaku-Stufe im allgemeinen charakteristischen Sedimentationsbedingungen erst von der Schicht 14 an überhand; auf diesem Niveau wurde früher die Grenze zwischen den beiden in Rede stehenden Stufen gezogen, und von hier an aufwärts sind auch die Ostracoden verbreitet, wie aus den Untersuchungen von A. Öpik hervorgeht (1937, S. 3).

Anders sind die Verhältnisse im Bohrprofil von U b j a. An dieser Lokalität ist die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe vorläufig nur auf Grund sedimentpetrographischer Merkmale festgestellt worden, wobei besonders die Diskontinuitätsflächen als leitende Merkmale in Rechnung gezogen worden sind. Man findet hier oberhalb des typischen Gesteins der Lasnamäe-Stufe zwei Schichten, in denen die zyklische Sedimentation sehr deutlich ausgebildet ist: beide Schichten ruhen auf einer wohlausgebildeten Diskontinuitätsfläche und sind in ihrem untersten Teil sehr mergelig, nach oben zu nimmt der Mergelgehalt allmählich ab, der obere Teil der Schichten besteht schon aus reinem hartem Kalkstein, die Dachfläche stellt jedesmal eine deutliche Diskontinuitätsfläche dar. Eine derartige zyklische Sedimentation kommt im Bohrprofil von Ubja auch in einigen anderen Niveaus der Lasnamäe-Stufe vor, nirgends ist sie aber so deutlich ausgebildet, und nirgends sind die Zyklen so zusammengedrängt wie gerade in dem ebenbeschriebenen Teil des Profils. Die oberste von diesen drei rasch aufeinander folgenden, scharf entwickelten Diskontinuitätsflächen zwischen den typischen Gesteinen der Uhaku- und der Lasnamäe-Stufe wird hier als obere Grenze der Lasnamäe-Stufe angenommen.

Dank dieser Diskontinuitätsflächen besteht hinsichtlich der Ausbildung der oberen Grenze der Lasnamäe-Stufe eine gewisse Ähnlichkeit zwischen dem Bohrprofil von Ubja und den westlicher gelegenen Profilen, wo die genannte Grenze ebenfalls durch eine Anhäufung von Diskontinuitätsflächen markiert wird (s. S. 165). Andererseits kann man aber auch eine gewisse Ähnlichkeit zwischen dem Bohrprofil von Ubja und dem Profil von Uhaku feststellen: in Ubja treten innerhalb der Lasnamäe-Stufe 50 bis 76 cm unterhalb ihrer oberen Grenze recht mergelhaltige Schichten auf; auch 91 bis 121 cm unter dieser Grenze ist der Kalkstein teilweise mergelig. Lithologisch haben also die obersten Schichten der Lasnamäe-Stufe in Ubja in einer Mächtigkeit von 121 cm Ähnlichkeit mit den unteren Schichten (15—19) der Uhaku-Stufe im Profil von Uhaku, während die Lasnamäe-Stufe im letztgenannten Profil keine mergeligen Schichten enthält. Würde man also bei der Grenzlegung zwischen den beiden Stufen allein vom Mergelgehalt ausgehen und die mergelhaltigen Schichten

bedingungslos der Uhaku-Stufe zusprechen, so müsste die oberste Grenze der Lasnamäe-Stufe im Bohrprofil von Ubja niedriger gezogen werden, als das in der vorliegenden Arbeit geschehen ist; im vorliegenden Fall ist aber bei der Bestimmung der Grenze nicht der Mergelgehalt, sondern das Auftreten der gehäuften Diskontinuitätsflächen ausschlaggebend gewesen. Man muss also die Möglichkeit im Auge behalten, dass zukünftige Untersuchungen vielleicht zeigen werden, dass die fürs erste verschiedenen Stufen zugeschriebenen, mergelhaltigen Schichtgruppen in Ubja und Uhaku dennoch gleichzeitig entstanden sind. Es würden dann die jetzt als Grenze angenommenen Diskontinuitätsflächen nicht mehr die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe in Ubja markieren, sondern einer frühen Phase der Uhaku-Stufe angehören. Sie würden also auf eine Sedimentationslücke innerhalb dieser Stufe hinweisen, um so mehr als die Verteilung der Ostracoden innerhalb der Schichten der Uhaku-Stufe (A. Ö p i k 1937, S. 3) die Vermutung zulässt, dass die Schichten 15—19 von Uhaku im Westen auskeilen.

Ebenso schwer ist es, die Lage der oberen Grenze der Lasnamäe-Stufe in der Umgebung von Tallinn festzustellen. Ganz im allgemeinen betrachtet, sind die typischen Gesteine der Lasnamäe- und Uhaku-Stufe hier viel schärfer abgegrenzt als in Uhaku oder Ubja. Man begegnet in der Umgebung von Tallinn an der oberen Grenze der Lasnamäe-Stufe einer noch grösseren Anhäufung viel deutlicher ausgebildeter Diskontinuitätsflächen, als das in Ubja der Fall gewesen ist (Fig. 5, S. 234 u. Taf. XVII). Untersucht man aber in allen Einzelheiten die Gesteinsfolge, so findet man eine recht grosse Mannigfaltigkeit in der Ausbildung derjenigen Schichten, die von diesen Diskontinuitätsflächen begrenzt werden. Im Profil von Lasnamägi (21 c) sind innerhalb der obersten 27 cm sechs verschiedene Diskontinuitätsflächen entwickelt, die alle eine Pyritimprägation aufweisen. Die beiden obersten davon bestehen eigentlich aus je zwei Diskontinuitätsflächen (1a und 1b resp. 2a und 2b), zwischen denen jedesmal ein grünlichgrauer mergeliger Kalkstein liegt, der dem typischen Gestein der Uhaku-Stufe dieses Profils ähnlich ist und deshalb eher an diese Stufe angeschlossen werden kann. Auch der harte Kalkstein zwischen den beiden Diskontinuitätsflächenpaaren (also zwischen 1b und 2a) sowie unter der zweiten Doppelfläche (zwischen 2b und 3) unter-

scheidet sich vom typischen Gestein der Lasnamäe-Stufe durch seine hellbraune Tönung; das ist aber kein wesentliches Merkmal, da auch einige tiefergelegene Schichten der Lasnamäe-Stufe ähnlich ausgebildet sind; es handelt sich also um eine Abweichung, die sich in den Grenzen der mehr oder weniger gewöhnlichen Schwankungen im Gesteinscharakter der Lasnamäe-Stufe bewegt. Dasselbe gilt auch für das Gestein zwischen der dritten und sechsten Diskontinuitätsfläche, welches dem tiefer unten gelegenen typischen Gestein der Lasnamäe-Stufe gegenüber einige kleine Unterschiede aufweist.

Man muss noch mit einem weiteren Faktor rechnen, der die Deutung der Anhäufung der Diskontinuitätsflächen — wenigstens vorläufig — erschwert, zugleich aber auch den Anlass zu weiteren Untersuchungen gibt. Es konnten nämlich in den Schichten 1a—1b und 2a—2b, aber auch in der Schicht 1b—2a Ostracoden festgestellt werden, die von Prof. A. Ö p i k bestimmt worden sind: im Mergelkalkstein 1a—1b (1002) ist ein Exemplar und im Mergelkalkstein 2a—2b sind zwei Exemplare der *Leperditia semen* gefunden, während im harten Kalkstein 1b—2a (1001) ein Exemplar von *Eurychilina* sp. (wahrscheinlich *kukersiana*) bestimmt worden ist. Ob nun die Schichten oberhalb der dritten Diskontinuitätsfläche auf Grund ihrer Ostracodenfauna zu der Uhaku-Stufe gezählt werden sollten oder nicht, kann eben noch nicht entschieden werden, da nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. A. Ö p i k die gefundenen Ostracoden allein keinen sicheren Beweis für die Zugehörigkeit der Schichten zur Uhaku-Stufe liefern.

Vorläufig soll also die Frage noch offenbleiben, ob alle diese dünnen Schichten zwischen den genannten sechs Diskontinuitätsflächen der Lasnamäe-Stufe angehören, wie in der vorliegenden Arbeit angenommen wird, oder ob sie alle oder zum mindesten teilweise der Uhaku-Stufe zugezählt werden müssen. Wie sich diese Frage aber auch lösen sollte, in jedem Fall steht schon jetzt fest, dass zur Wendezeit der Tallinna- und der Uhaku-Stufe die Sedimentationsbedingungen eine starke Veränderung erlitten haben, wobei die negative Sedimentation, das Ausbleiben der regelmässigen Sedimentation, eine bedeutende Rolle gespielt hat. Dafür sprechen eben die einander rasch folgenden Diskontinuitätsflächen, die zu einer Zeit entstanden sind,

als noch die Sedimentationsbedingungen der Lasnamäe-Stufe vorgeherrscht haben, die aber gleichzeitig vom Kampf zwischen regelmässiger Sedimentation einerseits und Sedimentationsstillstand und teilweiser Aufarbeitung der Sedimente andererseits zeugen: erst nachdem diese Wendezeit überstanden, treten neue

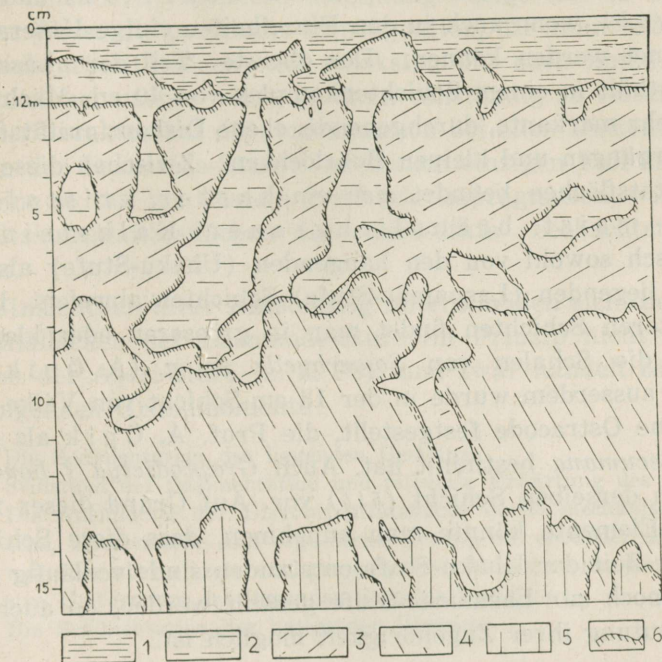


Fig. 2. Schematisches Bild der Diskontinuitätsflächen, welche die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe im Bohrloch von Lagedi charakterisieren. Gezeichnet nach dem Bohrkern zwischen 11,98 und 12,14 m Tiefe.

Zeichenerklärung: 1 — bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein — typisches Gestein der Uhaku-Stufe in West-Estland. Das Gestein der Lasnamäe-Stufe: 2 — grauer, mergeliger Kalkstein; 3, 4, 5 — durch Diskontinuitätsflächen voneinander getrennte Schichten eines grauen, harten Kalksteins; 6 — Diskontinuitätsfläche mit Pyritimprägation.

2 × verkleinert.

Sedimentationsbedingungen auf, die die Bildung der typischen Gesteine der Uhaku-Stufe veranlasst haben.

Dem Profil von Lasnamägi sehr ähnlich ausgebildet ist auch die obere Grenze im Bohrprofil von Lagedi (s. Fig. 2). Man findet hier ebenfalls innerhalb der obersten 22 cm vier deutliche Diskontinuitätsflächen (in Fig. 2 sind nur die drei obersten abgebildet), von denen die oberste aus zwei Diskontinuitätsflächen

zusammengesetzt ist; zwischen den beiden letzteren liegt ein mergeliger Kalkstein, der dem Gestein der Uhaku-Stufe ähnlich ist. Das Gestein zwischen den anderen Diskontinuitätsflächen ähnelt dem typischen Gestein der Lasnamäe-Stufe.

Im Prinzip dasselbe Bild wie in Lasnamägi oder Lagedi sehen wir in den Profilen von Väike-Pakri (3 n) und Paldiski (4 b), wenn auch in den Einzelheiten einige Unterschiede verzeichnet werden können. Der oberste Teil der Lasnamäe-Stufe enthält in einem Schichtenkomplex von 40 cm Mächtigkeit vier sehr markante, durchgehende, ebene Diskontinuitätsflächen mit Bohrgängen und kleinen Bohrlöchern. Zwischen diesen Diskontinuitätsflächen befindet sich ein harter, kristallinischer, meist bräunlichgrauer Kalkstein, der lithologisch sowohl von den hangenden (Uhaku-Stufe) als auch von den liegenden (Lasnamäe-Stufe) Schichten abweicht. In den zwei unteren Schichten findet man in grösseren oder kleineren Mengen die Schalen von *Sowerbyella* sp. g. (A. Öpik 1930, S. 162); ausserdem wurde in der 13 cm-Schicht von Väike-Pakri (545) eine Ostracode festgestellt, die Prof. A. Öpik als *Eurychilina decumana* bestimmt hat. Auch *Graptodictya ? bonnemai* kommt in derselben Schicht (544) vor. Auf Grund dieser faunistischen Elemente könnte man annehmen, dass diese Schichten schon zur Zeit der Uhaku-Stufe entstanden sind; vorläufig sollen sie aber noch zur Lasnamäe-Stufe gezählt werden, da auch eine solche Deutung ihrer Zugehörigkeit möglich ist.

Die Diskontinuitätsflächen, Grabgänge und Bohrlöcher im Gestein der Lasnamäe-Stufe.

(Taf. XXX—XXXII, Fig. 6 u. 7, S. 247)

Wie aus den Profilbeschreibungen ersichtlich, findet man in der Lasnamäe-Stufe immer wieder mehr oder weniger deutlich ausgebildete Diskontinuitätsflächen, die entweder unregelmässig-wellig und höckerig sind, oder aber in vielen Fällen ebene Flächen darstellen. Es ist eine allgemeine Regel für die Diskontinuitätsflächen der Lasnamäe-Stufe, dass das Gestein gleich unterhalb der Diskontinuitätsfläche, allerdings nur bis zur Tiefe von einigen Millimetern, mit feinverteiltem Pyrit imprägniert ist. Nur in vereinzelt Fällen kann man

einige Abweichungen von dieser Regel feststellen: so z. B. findet man in der Umgebung von Paldiski (4) bei den Diskontinuitätsflächen eine rotbraune Imprägnation (532), die wahrscheinlich durch Eisenoxyde verursacht wird. Das Aussehen der Diskontinuitätsflächen in der Lasnamäe-Stufe wird durch Taf. XVII und Taf. XV, 3 illustriert. Letztere Abbildung zeigt uns in besonders schöner Weise die pyritische Imprägnation, die unmittelbar unter der Diskontinuitätsfläche am stärksten ist, nach unten zu aber allmählich schwächer wird, um dann vollständig zu verschwinden. Diesen Charakter hat die Imprägnation bei allen Diskontinuitätsflächen der Lasnamäe-Stufe: in keinem einzigen Fall findet man hier eine so tief ins Gestein greifende Imprägnation, wie das bei den Diskontinuitätsflächen der Aseri-Stufe beobachtet werden konnte.

Hinsichtlich ihrer Entstehung unterscheiden sich die Diskontinuitätsflächen der Lasnamäe-Stufe im Prinzip nicht von denjenigen der Aseri-Stufe (s. S. 88), und zwar handelt es sich um die folgenden Grundmomente:

- 1) Die Sedimentation des liegenden Gesteins.
- 2a) Stillstand der Sedimentation und teilweise Erhärtung des Gesteins.
- 2b) Die Ausbildung der Diskontinuitätsfläche durch mechanische, chemische, biochemische und organische Kräfte, die entweder alle auf einmal oder aber einzeln und gruppenweise die mehr oder weniger intensive Umformung des liegenden Gesteins bewirken.
- 3) Die Sedimentation des hangenden Gesteins.

Bei den Diskontinuitätsflächen der Lasnamäe-Stufe sollen die durch die Tätigkeit der Organismen verursachten kleineren Bohrlöcher und grösseren Grabgänge besonders hervorgehoben werden. Die Grabgänge haben innerhalb der Lasnamäe-Stufe eine allgemeine Verbreitung und sind für diese ausserordentlich charakteristisch. Die Grabgänge sind unregelmässig in ihrer Gestalt und haben einen in weiten Grenzen schwankenden Durchmesser, der aber meistens 1—3 cm beträgt; veränderlich ist auch die Tiefe, bis zu der die Gänge im liegenden Gestein vordringen: sie kann 10 cm erreichen, oft beträgt sie aber nur einige cm. Die Grabgänge nehmen immer ihren Ausgang von einer mehr oder weniger deutlichen Diskontinuitätsfläche. Das die Gänge umhüllende Gestein ist in der Umgebung der Grabgänge mehr oder weniger intensiv imprägniert, wobei es sich in den meisten Fällen um fein verteiltes Pyrit

handelt. Auch die Füllmasse der Grabgänge, die dem hangenden Gestein ähnlich ist, enthält gewöhnlich mehr Pyrit als dasselbe Gestein über den Gängen. Die Unterschiede zwischen dem die Grabgänge umhüllenden und ausfüllenden Gestein sind sehr gering, und da auch die Imprägnation an der Grenze beider Gesteinsarten gewöhnlich nicht sehr intensiv ist, so werden in unverwittertem Gestein die meisten Grabgänge in der Regel übersehen, bestenfalls konstatiert man, dass das Gestein stellenweise dunklere Streifen und Flecken (Pyritimprägnation!) aufweist, also bunt aussieht. Erst bei sorgfältiger Untersuchung, besonders wenn man von den gut ausgebildeten Diskontinuitätsflächen ausgeht, kann man die Grabgänge ohne grössere Schwierigkeiten verfolgen. Als Beispiele seien hier Aufnahmen und Zeichnungen der Diskontinuitätsflächen an der oberen Grenze der Stufe in Lasnamägi (21 c) (Fig. 5, S. 234 und Taf. XVII) und Lagedi (Fig. 2, S. 167) angeführt. Diese Grabgänge kommen in den Schichten der Lasnamäe-Stufe stellenweise sehr zahlreich vor und verleihen dem Gestein dadurch ein charakteristisches Gepräge. Besonders auffallend sind die Grabgänge im verwitterten Gestein. Es sind nämlich die für das Gestein der Lasnamäe-Stufe so typischen Roströhren nichts anderes als durch die Verwitterung des Pyrits in der Füllmasse der Gänge und an den Wänden des sie umhüllenden Gesteins, also durch Bildung rostbraunen Eisenoxyds, besonders deutlich hervortretende Grabgänge. Bei länger anhaltender Verwitterung kann es dazu kommen, dass die Grabgänge als unregelmässig gebaute Löcher in den Kalksteinplatten erscheinen. Die Tatsache, dass das Füllmaterial der Gänge leichter verwittert als das sie umgebende Gestein, kann auf mehrere Ursachen zurückgeführt werden. Einerseits wird das an Pyrit reichere Füllmaterial bei der Verwitterung des Pyrits bis zu einem gewissen Grad aufgelockert, wodurch weitere günstige Angriffspunkte für die Verwitterung geschaffen werden. Andererseits muss man aber auch in Betracht ziehen, dass die Füllmasse der Grabgänge als Basismaterial einer Schicht reicher an terrogenen Bestandteilen ist als das die Gänge umgebende Gestein der liegenden Schicht; es ist also einleuchtend, dass das Umhüllungsgestein, besonders in der Nähe einer oberen Schichtfläche, schwerer verwittert als die mergelhaltigere Füllmasse der Grab-

gänge. Gewiss sind die lithologischen Unterschiede zwischen Füllmasse und Umgebung der Grabgänge sehr gering, und die Verhältnisse werden noch dadurch kompliziert, dass die Grabgänge mehr als eine Schicht durchteufen und dabei auch ältere Grabgänge durchschneiden können, sodass meistens ein äusserst buntes Bild entsteht, dessen Deutung in allen Einzelheiten häufig auf Schwierigkeiten stösst. Jedenfalls weist das reichliche Vorkommen der Grabgänge in den Schichten der Lasnamäe-Stufe darauf hin, dass der Boden des Sedimentationsbeckens, wenigstens zur Zeit der Entstehung der Diskontinuitätsflächen, von grabenden Tieren bewohnt wurde.

Weitere, noch deutlichere Spuren einer Tätigkeit bodenbewohnender Organismen im damaligen Sedimentationsbecken zur Zeit der Ausbildung der Diskontinuitätsflächen stellen die kleinen Bohrlöcher dar, die allerdings nicht so oft auftreten wie die grossen Grabgänge. Die kleinen Bohrlöcher sind gewöhnlich in denjenigen Kalksteinschichten zu finden, die nach oben zu mit einer ebenen Diskontinuitätsfläche abschliessen. Sie sind den *Trypanites*-artigen Gebilden, wie sie von K. Mägdefrau (1932) beschrieben worden sind, sehr ähnlich. Zur Illustration der Bohrlöcher sollen einige Handstücke aus dem oberen harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe von Väike-Pakri (3 n) und vom Keila-Fluss oberhalb des Wasserfalls (10 b) beschrieben werden. Vor einigen Jahren wurde das Flussbett des Keila-Flusses vertieft (Taf. X, 1), und unter den ausgebrochenen Schollen des Untergrunds fand man einen dichten, harten Kalkstein mit einer dunklen, fast ebenen Diskontinuitätsfläche, die mit zahlreichen kleinen Bohrlöchern bedeckt war. Die Zahl der Bohrlöcher pro cm² betrug ca. 5—7. Der Querschnitt der gemessenen Löcher ist fast kreisrund; die einzelnen Löcher überschneiden sich und verschmelzen dann zu kleinen Gruppen. Der Durchmesser der Löcher beträgt 1,6—3,2 mm, ihre Tiefe — 4—10 mm (Taf. XXX, 1, 3, 4 und Fig. 6, S. 247, 2, 3). Es gibt aber noch andere Möglichkeiten hinsichtlich der Verteilung und Grösse der Bohrlöcher: als weiteres Beispiel diene die 13 cm-Schicht der Lasnamäe-Stufe (543, 542) auf der Insel Väike-Pakri (3 n) (Taf. XXX, 6 und Fig. 7, S. 247). Hier findet man auf 1 cm² durchschnittlich nur 2 Bohrlöcher, und ihr Durchmesser schwankt zwischen 1 und 6 mm; die dünneren Bohrlöcher sind ca. 1 cm lang, aber auch bei den dickeren Löchern wird die Länge von 1,5 cm

nicht überschritten. Die verschiedene Grösse der Bohrlöcher ist wahrscheinlich auf ihren Altersunterschied zurückzuführen: die kleineren Bohrlöcher sind etwas später angelegt, und man kann in einzelnen Fällen beobachten, wie die älteren von den jüngeren durchquert werden. Ausserdem scheint eine noch etwas grössere Form von Bohrlöchern vorzukommen (Taf. XXX, 2, Taf. XXXI, 4 und Taf. XXXII, 5, 6).

Die Löcher sind senkrecht oder mehr oder weniger schräg im Gestein angelegt; grösstenteils haben sie eine gerade, in einigen Fällen aber auch eine gebogene Längsachse. Die Gestalt der Löcher ist sehr verschieden (s. Taf. XXX und XXXI): man findet neben fast regelmässig rohrförmigen (Taf. XXXI, 2) auch trichterförmige (Taf. XXXI, 1 resp. Taf. XXXII, 1) und im oberen Teil verjüngte (Taf. XXXI, 3) Bohrlöcher. Das untere Ende der Löcher ist abgerundet, zuweilen auch scharf konisch; an den abgerundeten Enden können unregelmässige grössere und kleinere Eindrücke und Einschnürungen beobachtet werden.

Das Füllmaterial der Bohrlöcher ist aussen von einer braunen phosphatreichen Masse umgeben, die mehr oder weniger glatt (Taf. XXX, 4), in einigen Fällen sogar glänzend ist (Taf. XXX, 2). Diese Phosphatkruste kann bei den kürzeren Bohrlöchern ganz, bei den längeren im oberen Teil fehlen oder sehr schwach entwickelt sein (Taf. XXXI, 4). Andererseits kann diese Kruste in den unteren Teilen der längeren Bohrlöcher verdickt sein (Taf. XXXII, 5, 6), und dann sieht man, dass sie aus einzelnen Schichten besteht: man hat nämlich in vielen solchen Fällen eine blättrige Absonderung der Kruste beobachtet (Taf. XXX, 2, Taf. XXXII, 6). Häufig ist der untere Teil der Bohrlöcher vollständig mit einer phosphatreichen Masse ausgefüllt; dieser Teil der Füllung ist dann von der übrigen Füllung der Bohrlöcher — von dem Gestein der hangenden Schicht — durch die phosphatische blättrige Kruste getrennt (Taf. XXXI, 1 resp. Taf. XXXII, 1, Taf. XXXI, 4, Taf. XXXII, 5, 6). In der Füllmasse der Bohrlöcher können auch kleine Phosphatknollen vorkommen (Taf. XXXI, 4), deren Ablagerung hier als sekundär betrachtet werden muss (s. S. 130).

Diejenigen Bohrlöcher, die in ihrem unteren Teil keine phosphatische Füllmasse aufweisen, enthalten nur das Gestein der hangenden Schicht (Taf. XXXI, 2, 3); ist aber die phosphatische

tische Füllmasse im unteren Teil vorhanden, so dringt das Gestein des Hangenden nur in den oberen Teil des Bohrloches ein (Taf. XXXI, 1 resp. Taf. XXXII, 1, Taf. XXXII, 5 resp. 6). Dabei sieht man gewöhnlich, dass die Löcherfüllung etwas unterhalb der Lochmündung in grösserem oder geringerem Umfang bräunlich gefärbt ist; die Intensität dieser Färbung wechselt und ist auf Phosphatbeimengungen zurückzuführen (Taf. XXXI, 1 resp. Taf. XXXII, 1, Taf. XXXI, 2, 3). Dieser verschiedene Phosphatgehalt in den einzelnen Teilen der Löcherfüllung muss wohl auf die Wirkung der von den bohrenden Tieren abgesonderten, augenscheinlich phosphathaltigen Sekrete zurückgeführt werden. Die phosphatische Masse in den unteren Teilen der Bohrlöcher könnte wahrscheinlich durch Abbauprodukte der bohrenden Organismen entstanden sein. Man kann aber auch annehmen, dass die unteren, von der Phosphatmasse vollständig ausgefüllten Teile zu einer älteren, die mit dem Gestein der hangenden Schicht ausgefüllten Teile aber zu einer jüngeren Gruppe der Bohrlöcher gehören. Schliesslich besteht auch die Möglichkeit, dass bald die eine, bald die andere Ursache bei der Ausbildung dieser Bohrlöcher mitgewirkt hat.

Zusammenfassend kann man also feststellen, dass die kleinen Bohrlöcher einer Diskontinuitätsfläche zu verschiedenen Zeiten angelegt worden sind; eine analoge Erscheinung ist auch bei den Grabgängen der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe und manchmal bei den Grabgängen der Lasnamäe-Stufe (z. B. 510, Paldiski (4 b)) beobachtet worden.

Das Gestein, in dem sich die Bohrlöcher befinden, ist in der Umgebung der Löcher mehr oder weniger stark mit fein verteiltem Pyrit imprägniert; diese Pyritkonzentration in der Umgebung der Bohrlöcher erinnert sehr an die Imprägnation der eigentlichen Diskontinuitätsfläche, ist aber gewöhnlich schwächer und häufig schwer festzustellen.

Den Bohrlöchern dieses Typus begegnet man immer wieder hier und da in den Schichten der Lasnamäe-Stufe, stets sind sie aber an die Diskontinuitätsflächen gebunden. Man findet sie z. B. bei den Diskontinuitätsflächen an der oberen Grenze der Stufe (1002, 1004) (s. auch Taf. XVII), aber auch im Hangenden — bei den ebenen Diskontinuitätsflächen der Uhaku-Stufe (z. B. 1000, Taf. XVIII, 1) und den die Uhaku-Stufe deckenden Schichten — sind sie beobachtet worden. Auch in den liegenden, in

dieser Arbeit nicht beschriebenen Stufen der Tallinna-Serie, besonders in der *Vaginatum*-Stufe, trifft man kleine Bohrlöcher desselben Typus, wo diese ebenfalls an die ebenen Diskontinuitätsflächen gebunden sind, oder aber in einem Geröll auftreten, dessen Einbettungsmaterial keine solche Bohrlöcher zeigt.

Wie schon betont wurde, ist das Auftreten der kleinen Bohrlöcher an die ebenen Diskontinuitätsflächen gebunden. Diese Erscheinung spricht dafür, dass gerade diejenigen Bedingungen, die zur Bildung dieser Diskontinuitätsflächen geführt haben — das Ausbleiben der Kalkschlammsedimentation und damit im Zusammenhang vielleicht auch besonders günstige Temperatur- und Lichtverhältnisse —, einen günstigen Lebensraum für die bohrenden Organismen geschaffen haben. Es wäre anzunehmen, dass das Bodensediment zur Zeit der Anlage der Bohrlöcher schon bis zu einem gewissen Grad verhärtet gewesen sein musste, um den bohrenden Organismen als günstiges Siedlungssubstrat zu dienen.

Wie schon gesagt, ähneln die ebenbeschriebenen kleinen Bohrlöcher den *Trypanites*-artigen Bohrlöchern, wie sie von K. M ä g d e f r a u und A. E i s e n a c k beschrieben worden sind. Sie unterscheiden sich aber von den beiden aufgestellten Typen — dem *Trypanites weisei* M ä g d e f r a u (1932, S. 113) und dem *Trypanites socialis* E i s e n a c k (1934, S. 90—92) — durch ihre abweichenden Dimensionen und müssen deshalb als selbständiger Typus betrachtet werden, welcher *Trypanites keilaënsis* (nach der Lokalität Keila (10 b), wo die ersten diesbezüglichen Beobachtungen gemacht wurden) genannt werden soll. Vorläufig kann man annehmen, dass diese kleinen Bohrlöcher in der Tallinna-Serie überall dort zu erwarten sind, wo man ebene Diskontinuitätsflächen antrifft. Die Grössenverhältnisse der hier beschriebenen *Trypanites*-artigen Bohrlöcher (I) im Vergleich zum *Trypanites weisei*-Typus (II) und zum *Trypanites socialis*-Typus (III) sind folgende:

| | I | II | III |
|---|--------------------|---------|------------|
| Durchmesser der Bohrlochmündung | 1—6 mm | 1—2 mm | 0,2—0,6 mm |
| Länge des Bohrlochs | 4—15 „ | 30—40 „ | ca. 3 „ |
| Zahl der Bohrlöcher pro cm ² | ca. 2 resp.
5—7 | bis 12 | bis 100 |
| Verhältniszahl des Durchmessers zur
Länge der Bohrlöcher | 1:3 | 1:30 | 1:15 |

Die Mikrostruktur des Gesteins der Lasnamäe-Stufe.

(Taf. XXVI, XXVII)

Bei der mikroskopischen Untersuchung des Gesteins der Lasnamäe-Stufe ist das Hauptaugenmerk auf den Charakter der die Grundmasse bildenden Karbonate gerichtet worden. Es wurden zwei Arten von Grundmasse festgestellt.

In einem Fall besteht das Gestein der Lasnamäe-Stufe aus einer mikrokristallinen Grundmasse mit zahlreichen kleinen bis grossen kalzitischen Fossilienfragmenten. Die kleinen Fragmente haben das Übergewicht, die grossen treten nur zufällig auf, und ihre Menge ist weitgehenden Schwankungen unterworfen, öfter sind sie gerade in den Grabgängen angehäuft (510 M, Paldiski (4 b) (Taf. XXIX, 3)). Obwohl die Fossilienfragmente vorwiegend kalzitischer Natur sind, trifft man hin und wieder einzelne grössere Bruchstücke der Fossilien, die aus Kalziumphosphat bestehen (Taf. XXIX, 5). Die Anhäufung der grösseren Bruchstücke in den Grabgängen ist auf Einschwemmung derselben zurückzuführen. In den Dünnschliffen des unverwitterten Gesteins findet man gewöhnlich Pyrit in grösseren oder kleineren Mengen. Eine derartige Mikrostruktur wurde beobachtet: beim oberen harten Kalkstein aus Jöelähtme (27 d) (572 M), Telinõmme (11 g) (502 M), Paldiski (4 b) (510 M, 515 M), Osmussaar (1 c) (554 M) (Taf. XXVI, 7, 9), beim unteren mergeligen Kalkstein aus Iru (24 c) (465 M) (Taf. XXVI, 1), Lasnamägi (21 c) (1015 M), Telinõmme (11 g) (498 M) (Taf. XXVI, 3), Paldiski (4 b) (518 M, 520 M) und Osmussaar (1 d) (552 M) (Taf. XXVI, 4), in der unteren Schicht der Lasnamäe-Stufe z. B. bei Uge (4 a) (412 M, 486 M), Väike-Pakri (3 n) (538 M) und Suur-Pakri (2 c) (547 M) (Taf. XXVI, 6). Man sieht, dass Kalkstein mit mikrokristallinischer Grundmasse und zahlreichen hauptsächlich kleinen Fossilienfragmenten sowohl im unteren mergeligen, als auch im oberen harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe gefunden wird, dass es also nicht möglich ist, das Gestein der beiden Unterabteilungen der Stufe ihrer Mikrostruktur nach voneinander zu unterscheiden. Man gelangt demnach zu der Schlussfolgerung, dass die Mikrostruktur des Gesteins der Lasnamäe-Stufe dort, wo die Dolomitisation fehlt, sehr einheitlich ist.

In anderen Fällen ist das Gestein der Lasnamäe-Stufe fast vollständig aus rhomboedrischen Dolomitkristallen zusammengesetzt. Diese haben verschiedene Grösse, und die Rhomboederform der Kristalle kommt um so weniger zur Geltung, je stärker das Gestein dolomitisiert ist. Auch die Durchsichtigkeit der Dolomitkristalle ist sehr verschieden. Eine derartige Mikrostruktur wurde festgestellt: im oberen harten Kalkstein von Türsamäe (51 k) (431 M) (Taf. XXVII, 2, 5), Rannaküla (42 e) (444 M) (Taf. XXVII, 9), Koone (36 a) (457 M) und Kiiu (30 b) (569 M) (Taf. XXVIII, 2), in der Dolomitbank von Lasnamägi (21 c) (1013 M) (Taf. XXVII, 3, 6), Lasnamägi (21 b) (488 M), im unteren mergeligen Kalkstein von Narva (55 b) (430 M), Sõtke (51 g) (436 M), Saka (46 k) (438 M), Lasnamägi (21 c) (1016 M) (Taf. XXVII, 1), (21 b) (493 M); auch in der untersten Schicht der Stufe ist dieselbe Mikrostruktur beobachtet worden, z. B. bei Kallaste (15 c) (482 M). Ein solches vollständig dolomitisiertes Gestein ist recht typisch für den östlichen Teil des Untersuchungsgebiets (s. S. 121); im Westen trifft man es seltener. Das Auftreten des dolomitischen Gesteins hat aber immer zufälligen Charakter; als durchgehend ist nur die Dolomitbank zu bezeichnen, und auch sie ist nicht immer vollständig dolomitisiert, sondern stellenweise als teils dolomitisierter detritischer Kalkstein ausgebildet (z. B. Paldiski (4 b) (516 M), Telinõmme (11 g) (500 M), Iru (24 c) (462 M)).

Neben den ebenbeschriebenen beiden Extremfällen findet man innerhalb der Lasnamäe-Stufe eine ganze Reihe von Übergängen vom detritischen Kalkstein zum Dolomit: es handelt sich dann um Gesteine, in deren mikrokristallinischer Grundmasse mit vorwiegend kleinen Fossilienfragmenten grössere oder kleinere Dolomitkristalle entweder einzelt (1012 M, Lasnamägi (21 c), 498 M, Telinõmme (11 g), 454 M (Taf. XXVI, 2), Kunda-Aru (39 c)), gruppenweise (456 M (Taf. XXVII, 4, 7), Koone (36 a)) oder nesterweise (432 M (Taf. XXVI, 5), Türsamäe (51 k), 445 M, Rannaküla (42 e), 450 M, Kunda-Aru (39 c)) auftreten. Beispiele für eine derartige Übergangsstruktur finden wir im oberen harten Kalkstein von Türsamäe (51 k) (432 M) (Taf. XXVI, 5), Kunda-Aru (39 c) (454 M) (Taf. XXVI, 2), Koone (36 a) (456 M) (Taf. XXVII, 4, 7), Iru (24 c) (460 M), Lasnamägi (21 b) (487 M) (Taf. XXVI,

8), Lasnamägi (21 c) (1008 M) (Taf. XXVI, 10) und Väike-Pakri (3 n) (530 M), in der Dolomitbank von Iru (24 c) (462 M), Teli-nõmme (11 g) (500 M) und Paldiski (4 b) (516 M), in dem unteren mergeligen Kalkstein von Aseri (41 e) (447 M) und Teli-nõmme (11 g) (498 M), in der untersten Schicht der Stufe z. B. bei Iru (24 c) (468 M), Perjatsi (52 d) (434 M) und Lasnamägi (21 b) (389 M). Das Vorkommen dieser Übergangsstruktur zeigt ebenfalls keinerlei Regelmässigkeiten, und ihr Charakter hängt von der schwächeren oder stärkeren Dolomitisation ab.

Wie bei der Aseri-Stufe, so muss auch hier bei der Lasnamäe-Stufe die Dolomitbildung als sekundär angesehen werden, derzufolge der detritische Kalkstein in verschiedener Ausdehnung von den Dolomitekristallen verdrängt worden ist. Besonders instruktiv ist in dieser Beziehung Taf. XXVI, 8, die zeigt, wie sich einige einzeln dastehende grosse Dolomitekristalle teilweise in einer Brachiopodenschale Raum geschaffen haben.

Anders muss man sich die Bildung der Dolomitbank vorstellen. Hier ist die Dolomitbildung entweder primär gewesen, oder aber die Dolomitierung muss sehr bald nach der Sedimentation des primären Gesteins stattgefunden haben. Anderenfalls wäre es sehr schwer zu erklären, weshalb sich die Dolomitisation hier in einer bestimmten Schicht über eine so grosse Fläche ausgedehnt hat.

Die Dolomitierungsstufe der Gesteine kann leicht durch Behandlung der Dünnschliffe mit Eisenchlorid und Ammoniumsulfid festgestellt werden, da sich bei Anwendung dieser Methode die nichtdolomitische Grundmasse schwarz färbt, während sich die Dolomitekristalle nicht verfärben. Bei stark dolomitiertem Gestein ist der ganze Schliff nach dem Färben durchsichtig geblieben (z. B. 569 M (Taf. XXVIII, 2) von Kiiu (30 b), 438 M von Saka (46 k), 436 M von Sõtke (51 g) und 430 M von Narva (55 b)). Ihrer Grösse und Gestalt nach weichen die Dolomitekristalle nicht von denjenigen der Aseri-Stufe ab (s. S. 121). Auch Kernkristalle können öfters beobachtet werden (Taf. XXVII, 9); man muss annehmen, dass sie sich in zwei, in einigen Fällen sogar in mehreren Kristallisationsphasen gebildet haben. Als Beimengungen findet man in den Dolomitekristallen Pyrit oder Eisenoxyd: das Pyrit trifft man gewöhnlich in unverwittertem, das Eisenoxyd dagegen in verwittertem Gestein, wo es als Verwitte-

rungsprodukt des Pyrits angesehen werden muss. Hinsichtlich der letzten Feststellung muss aber betont werden, dass im Osten, wo die dolomitisierten Schichten der Stufe buntfarbig sind (s. S. 161), das Eisenoxyd primärer Natur ist.

Zusammenfassend kann man also sagen, dass das Gestein der Lasnamäe-Stufe seiner Mikrostruktur nach hauptsächlich aus detritischem Kalkstein besteht, und dass es unmöglich ist, die einzelnen Schichten auf Grund der Mikrostruktur voneinander zu unterscheiden. Als Ausnahme kann man mit einer gewissen Reservation die Dolomitbank betrachten, die praktisch genommen aus einer dolomitischen Grundmasse besteht, wobei gleich betont werden soll, dass in denjenigen Fällen, wo die übrigen Schichten der Stufe eine sehr starke Dolomitisation zeigen, das Gestein dieser Schichten vom Gestein der Dolomitbank mikroskopisch nicht unterschieden werden kann.

Schliesslich soll hier noch die unterste Schicht der Lasnamäe-Stufe kurz charakterisiert werden, da sie sich in den westlichen Profilen durch ihre grössere Härte und ihre hellere Farbe sowohl von ihrem Liegenden als auch vom Hangenden unterscheidet (s. S. 83). Bei der mikroskopischen Untersuchung hat es sich erwiesen, dass sie ihrer Mikrostruktur nach den übrigen Schichten der Stufe gleicht: es ist ein mikrokristallinischer Detrituskalkstein, in dem hauptsächlich kleine Fossilienfragmente auftreten (z. B. 496 M, Telinömmе (11 g), 412 M, Uuge (4 a), 538 M, Väike-Pakri (3 n), 547 M, Suur-Pakri (2 c) (Taf. XXVI, 6)). Man findet in dieser unteren Schicht — ebenso wie in den anderen Schichten — vereinzelte Dolomitkristalle als Anzeichen der Dolomitisation (z. B. 496 M, Telinömmе (11 g)), oder aber die Schicht ist vollständig dolomitisiert (z. B. 482 M, Kallaste (15 c)). In allen Dünnschliffen konnte Pyrit in feiner Verteilung festgestellt werden. Ebenso sind in den Dünnschliffen Quarzkörner entweder vereinzelt (496 M, Telinömmе (11 g), 538 M, Väike-Pakri (3 n)) oder in grösseren Mengen (412 M, Uuge (4 a), 547 M, Suur-Pakri (2 c)) beobachtet worden. Im Gestein treten ausserdem kleine weisse Ooide auf, die sich im Dünnschliff durch ihre hellgelbe Farbe und die grosse Durchsichtigkeit auszeichnen; meistens sind diese Ooide zerbrochen, oder es liegen überhaupt nur Bruchstücke davon vor. Mit dem Auftreten der Ooide ist gewöhnlich eine Anreicherung des Pyrits verbunden (482 M, 496 M). Durch die genannten Bei-

mengungen — Quarzkörner und Ooide — gewinnt diese unterste Schicht der Lasnamäe-Stufe nähere Beziehungen zur Aseri-Stufe. Wenn sie trotzdem zur Lasnamäe-Stufe gerechnet wird, so geschieht das vorwiegend auf Grund ihrer Mikrostruktur: die Grundmasse ist weniger feinkörnig, und die Fossilienfragmente sind grösser, als das in der Aseri-Stufe gewöhnlich der Fall ist. Die Zahl der Ooide und der Quarzkörner ist übrigens sehr klein, dabei sind die Ooide stark aufgearbeitet, was darauf hinweist, dass sie wahrscheinlich aus den älteren Schichten (den Schichten der Aseri-Stufe) ausgewaschen worden sind und in dem in Frage kommenden Kalkstein in sekundärer Lagerstätte vorkommen. Letzteres kann man auch hinsichtlich der Quarzkörner annehmen. Diese Annahme gewinnt an Wahrscheinlichkeit, wenn man sich daran erinnert, dass die unterste Schicht der Lasnamäe-Stufe von ihrem Liegenden durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche begrenzt wird, die augenscheinlich die obere Grenze der Aseri-Stufe markiert. Dort aber, wo diese Grenz-Diskontinuitätsfläche fehlt, was bei den meisten mehr östlich gelegenen Profilen der Fall ist, werden die Ooide als Indikatoren für die Grenze zwischen den beiden Stufen benutzt: die Grenze wird in diesen Profilen da gezogen, wo die Schicht mit den letzten Ooiden aufhört. Es mag sein, dass eine derartige Grenzlegung nicht ganz richtig ist, es fehlen aber in diesen Profilen andere sedimentpetrographische Unterscheidungsmerkmale, die man bei der Trennung der beiden Stufen verwenden könnte.

Zusammenfassung.

Die Lasnamäe-Stufe ist die mächtigste Stufe der Tallinna-Serie und zeigt die geringsten lithologischen Unterschiede und Veränderungen sowohl im Vertikalprofil als auch in der Horizontalrichtung. Sie ist aus grauen, verhältnismässig fossilienarmen Kalksteinbänken aufgebaut, deren Gesamtmächtigkeit in der Umgebung und östlich von Tallinn bis auf 9 m ansteigt. Direkte Angaben über die Mächtigkeit der Stufe im Gebiet östlich von Ubja liegen bisher nicht vor, es ist aber anzunehmen, dass sie hier nicht in nennenswerter Weise zunimmt. Man kann also die für die Umgebung von Tallinn bekannte Mächtigkeit als maximale ansehen und hervorheben, dass sie inner-

halb eines grösseren Gebietes mehr oder weniger konstant ist (s. Tab. VI); daraus dürfte man folgern, dass auch die Sedimentationsbedingungen innerhalb grösserer Gebiete längere Zeit hindurch keinen nennenswerten Schwankungen unterworfen gewesen sind. Die bei der Beschreibung einzelner Profile hervorgehobenen lithologischen Unterschiede des Gesteins sind in dem besprochenen Gebiet, d. h. in der Umgebung von Tallinn und weiter östlich, verhältnismässig gering und teilweise sekundärer Natur (lokale Dolomitisierung der Schichten).

Die Mächtigkeit der Stufe westlich von Tallinn (Mäeküla, Rannamõisa) scheint ebenso gross zu sein wie bei Tallinn; noch weiter nach Westen zu bemerkt man dagegen eine Abnahme der Mächtigkeit, sodass diese z. B. in der Umgebung von Paldiski nur noch rund 5 m beträgt. Diese starke Abnahme der Mächtigkeit beeinflusst aber nicht in nennenswerter Weise das lithologische Gesamtbild der Stufe: man kann wohl eine Änderung in der Menge des sedimentierten Materials feststellen, nicht aber in dessen Qualität, wenn man von den Grenzschichten der Stufe absieht.

Bei Betrachtung der Lasnamäe-Stufe soll darauf hingewiesen werden, dass die auf Grund der vorhandenen Profile angenommene, von Ost nach West verlaufende Richtung der Sedimentationsveränderungen, nicht die wahre Richtung derselben im ehemaligen Sedimentationsraum zu sein braucht, wie das schon bei der Aseri-Stufe mit ihren zahlreichen und über grössere Flächen zerstreuten Profilen festgestellt worden ist (s. S. 85).

In einer früheren Arbeit (K. Orviku 1930, S. 6) wurden 7,24 m als Mächtigkeit der Stufe bei Lasnamägi angegeben; diese Zahl musste aber in der vorliegenden Arbeit auf 8,70 m erhöht werden. Der Unterschied ist dadurch zu erklären, dass in früheren Jahren die untersten Schichten der Lasnamäe-Stufe in den Steinbrüchen von Lasnamägi (21 c) nicht aufgeschlossen gewesen sind, weswegen die Diskontinuitätsflächen in den 1,65 m-Schichten im Profil von Suhkrumägi (21 h) und die Diskontinuitätsflächen zwischen den 2,80 m- und 3,40 m-Schichten im Profil von Lasnamägi (21 c) als gleichaltrig angesehen worden sind. Diese Annahme musste korrigiert werden, nachdem das vollständige Profil der Stufe in Lasnamägi der Untersuchung zugänglich

Tabelle VI.

Mächtigkeit (in m) der Lasnamäe-Stufe und ihrer Unterabteilungen im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

| Mächtigkeit / Lokalität: | 1e: Osmusaar | 2c: Suur-Pakri | 3n: Väike-Pakri | 4b: Paldiski | 11g: Teli-nõmme | 15c: Kallaste | 17e: Mäeküla | 18c: Kadaka | 21b: Lasnamägi | 21c: Lasnamägi | 21h: Suhkrumägi | 24c: Iru | Bohrloch von Lagedi | Bohrloch von Kostivere | Bohrloch von Ubjä |
|--|--------------|----------------|-----------------|--------------|-----------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|-----------------|---------------|---------------------|------------------------|-------------------|
| d. ganzen Lasnamäe-Stufe . . . | 3,95 | + 3,85 | + 4,99 | 5,01 | 5,66 | + 3,60 | + 6,30 | + 4,50 | + 3,80 | + 8,70 | 6,43 | + 4,00 | + 8,64 | 9,09 | 8,83 |
| d. oberen harten Kalksteins . . | 2,35 | + 2,15 | + 3,29 | 3,51 | 3,34 | + 1,00 | + 3,70 | + 2,00 | + 1,00 | + 6,20 | 3,65 | + 1,00 | + 6,04 | 6,53 | 6,71 |
| d. Dolomitbank | 0,30 | 0,40 | 0,40 | 0,40 | 0,40 | 0,55 | 0,40 | 0,40 | 0,60 | 0,40 | 0,35 | 0,47 | 0,46 | 0,17 | ? |
| d. unteren mergeligen Kalksteins | 1,30 | 1,30 | 1,30 | 1,10 | 1,92 | 2,05 | 2,20 | 2,10 | 2,20 | 2,10 | 2,43 | 2,53 | 2,14 | 2,39 | 2,12 |
| d. oberen mergelreichen Teils des unteren mergeligen Kalksteins | 0,80 | 0,75 | 0,80 | | 1,45 | 0,95 | 1,60 | | 1,00 | | 1,33 | 1,83 | | | |
| d. unteren mergelarmen Teils des unteren mergeligen Kalksteins | 0,50 | 0,55 | 0,50 | | 0,47 | 1,10 | 0,60 | | 1,20 | | 1,10 | 0,70 | | | |

geworden ist, und darauf beruht auch die Korrektur der Gesamtmächtigkeit der Stufe für die Umgebung von Tallinn.

Wie schon aus der Beschreibung der Einzelprofile ersichtlich, konnte man nach genauer Untersuchung der Profile in dem durchschnittlich sehr einheitlichen Gestein der Stufe gewisse regelmässig auftretende lithologische Unterschiede für eine bestimmte Schichtgruppe feststellen, woraufhin es möglich gewesen ist, eine Dreiteilung der Stufe durchzuführen; wir unterscheiden also:

den oberen harten Kalkstein,
die Dolomitbank und
den unteren mergeligen Kalkstein.

Man muss aber gleich bemerken, dass es meistens recht schwer fällt festzustellen, um welchen Kalkstein es sich handelt, wenn die Schichten der Stufe nur in 1—2 m Mächtigkeit und ohne die Grenzschichten aufgeschlossen sind; schon diese Tatsache allein weist darauf hin, dass die lithologischen Unterschiede der Kalksteine dieser Stufe sehr gering sind. In ähnlicher Weise kann man im Osten des Anstehenden der Stufe unmöglich die drei verschiedenen Gesteinsarten auseinanderhalten, da dort in den Lokalitäten ja bekanntlich nur Teilprofile der Stufe vorliegen; es ist also auf Grund der bisherigen Untersuchungen noch nicht möglich gewesen festzustellen, ob die im westlichen Gebiet beobachtete Dreiteilung der Stufe auch für das östliche Gebiet gilt oder nicht.

Der untere mergelige Kalkstein ist feinkörnig und durch grösseren oder geringeren Mergelgehalt ausgezeichnet; seine Mächtigkeit beträgt in der Umgebung von Tallinn durchschnittlich 2,20 m; nach Westen zu verringert sie sich bis auf 1,30 m. Die terrigenen Bestandteile sind auf den Schichtflächen besonders reich vorhanden, sodass man von einer Wechsellagerung mergeligerer und reinerer Kalksteinschichten sprechen kann, weswegen der Kalkstein recht leicht verwittert und in dünne Schichten zerfällt. In unverwittertem Zustand ist auch dieser Kalkstein dickbankig wie der obere harte Kalkstein.

Nach dem Gehalt an terrigenen Bestandteilen kann man den unteren mergeligen Kalkstein noch in einen unteren mergelärmeren und einen oberen, an Mergel reicheren Teil zergliedern. Diese Zweiteilung ist jedoch nicht immer

leicht durchzuführen, da die Unterschiede in den Profilen erst dann deutlich in Erscheinung treten, wenn das Gestein stark verwittert ist.

Der untere mergelige Kalkstein ist in den Aufschlüssen in östlicher Richtung nur bis Iru verfolgbar; in den Bohrlöchern kann man ihn noch im Bohrprofil von Ubja von den hangenden Schichten unterscheiden. In den Steinbrüchen ist der untere mergelige Kalkstein nur in Ausnahmefällen aufgeschlossen, da er seines Tongehaltes wegen keinen besonders guten Baustein liefert und deshalb auch nicht abgebaut wird. Am besten kommt die Eigenart dieser Schichten in den natürlichen Aufschlüssen an der Glintwand zur Geltung, wo infolge der Verwitterung und der Meeresabrasion die lithologischen Unterschiede der Schichten deutlich hervortreten, was schon bei der Schilderung der Einzelprofile betont worden ist. Besonders deutlich fallen diese lithologischen Unterschiede am Glint von Osmussaar auf, wo die unteren mergelärmeren Schichten treppenförmig landeinwärts aufsteigen, die oberen mergelreicheren Schichten die Bildung einer Brandungshohlkehle verursacht haben, während die Dolomitbank die Deckschicht der Hohlkehle bildet (s. S. 157).

Die Dolomitbank lässt sich in allen Profilen, in denen der untere mergelige Kalkstein aufgeschlossen ist, ebenfalls verfolgen. Sie ist durchschnittlich 40 cm mächtig. In einzelnen Fällen ist es schwer, die Grenze zwischen dem Liegenden und dem Hangenden festzustellen, da die Dolomitisation die ursprünglichen Unterschiede des Gesteins manchmal verwischt hat. Damit lassen sich wohl auch die Abweichungen in den Angaben über die Mächtigkeit der Dolomitbank in den verschiedenen Profilen teilweise erklären, da in solchen Fällen wahrscheinlich mit Unrecht einige Schichten des Liegenden oder des Hangenden zur Dolomitbank gezählt worden sind. Das Gestein ist grösstenteils ein reiner kristallinischer Dolomit oder mehr oder weniger dolomitisierter Kalkstein. Es ist leicht porös und enthält kleine Höhlungen mit Kalzitkristallen. Im frischen Bruch ist das Gestein dunkelgrau, etwas bräunlich; in verwittertem Zustand nimmt es eine charakteristische rostbraune Färbung an. Letztere erleichtert häufig das Auffinden der Dolomitbank an der verwitterten Glintwand. Man darf die Dolomitbank bei solchen Gelegenheiten aber nicht mit dolomitierten Schichten aus anderen Niveaus ver-

wechseln, die ebenfalls in verwittertem Zustand dieselbe Farbe annehmen. In verwitterten Profilen erkennt man die Dolomitbank noch daran, dass die Schichten des Liegenden und Hangenden unmittelbar unter und über ihr stärker verwittert sind. Die Dolomitbank ist eine durchgehende Schicht der Lasnamäe-Stufe, die wenigstens im Osten bis Kostivere verfolgt werden kann; ihre untere Grenze liegt 1,30—2,20 m oberhalb der unteren Grenze der Stufe.

Der obere harte Kalkstein ist feinkristallinisch bis feinkörnig, arm an terrigenen Bestandteilen und bildet in unverwittertem Zustand ca. 20 cm dicke Bänke. In diesem Kalkstein kann man oft von den Schichtflächen ausgehende, recht tief ins Liegende vordringende Grabgänge beobachten, die schon von Fr. Schmidt 1881 als charakteristisches Merkmal dieser Schichten bezeichnet worden sind. Im unverwitterten Kalkstein sind die Gänge infolge ihres Pyritgehalts etwas dunkler als das sie umgebende Gestein; bei der Verwitterung wird das Pyrit in rostbraunes Eisenoxyd umgewandelt, sodass die Grabgänge besonders deutlich hervortreten. Da aber die einzelnen Bänke bei der Verwitterung in dünne (5—7 cm dicke) Platten zerfallen, so werden auch die Grabgänge dadurch teilweise zerrissen und sind als solche nicht mehr deutlich zu erkennen.

Die Schichtflächen, von denen die Grabgänge ihren Ausgang nehmen, sind mehr oder weniger markante Diskontinuitätsflächen, von denen einige (in der Mitte des harten Kalksteins und in der Nähe von dessen oberer Grenze) eine sehr grosse flächenhafte Verbreitung aufweisen. An unverwitterten Profilen sieht man mehr oder weniger deutlich, dass mit dem Auftreten dieser Diskontinuitätsflächen Veränderungen der lithologischen Beschaffenheit der Schichten Hand in Hand gehen. Diejenige Schicht, die mit der Diskontinuitätsfläche abschliesst, besteht in ihrem oberen Teil gewöhnlich aus sehr hartem Kalkstein ohne nennenswerte Beimengungen terrigener Bestandteile; die Deckschicht dagegen ist gewöhnlich zuunterst recht tonreich und wird in der Richtung nach oben zu allmählich ärmer an terrigenen Bestandteilen. Es liegt hier eine zyklische Sedimentation vor, obwohl die Zyklen nicht immer scharf ausgebildet sind; man kann jedenfalls immer wieder folgenden Ablauf der Sedimentationsentwicklung beobachten:

1. Eine jüngere Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern und Bohrgängen zeugt vom Nachlassen der Sedimentation und der teilweisen Zerstörung des älteren Sediments.
2. Eine Kalksteinschicht, die anschliessend an die ältere Diskontinuitätsfläche reichlich terrigenes Material enthält, in den an die jüngere Diskontinuitätsfläche angrenzenden Partien dagegen aus reinem Kalkstein besteht; im lithologischen Bau dieser Schicht spiegelt sich die kontinuierliche Veränderung des Sedimentationscharakters wider.
3. Eine ältere Diskontinuitätsfläche, ähnlich der unter 1. angeführten.

Die Ursache einer solchen zyklischen Sedimentation ist wohl in der epirogenetischen Undation des Meeresgrundes zu suchen, wobei während der Senkungen die Sedimentation des Tones überhand genommen und während der Hebungen die Sedimentation des Kalks stattgefunden hat, der schliesslich die Omission (Aufhören der Sedimentation) und die Ablution (Aufarbeitung des Sediments) gefolgt sind. Die Zeit des Sedimentationsstillstandes ist nicht mit einer Trockenlegung, sondern nur mit einer Verflachung des Meeres verbunden gewesen.

Die Mächtigkeit des oberen harten Kalksteins beträgt in der Umgebung von Tallinn und von hier aus nach Osten 6,2—6,7 m; nach Westen nimmt sie ab und ist in der Umgebung von Paldiski nur noch 3,5—3,3 m.

Da der obere harte Kalkstein sich als guter Baustein erwiesen hat, sind die meisten Steinbrüche der Lasnamäe-Stufe gerade in den Schichten dieses Kalksteins angelegt worden, und zwar im nördlichen Teil des Anstehenden, weil dort die Quartärdecke stellenweise eine sehr geringe Mächtigkeit besitzt und die Abraumarbeiten auf ein Mindestmass reduziert sind. Der Abbau des Kalksteins wird hier noch durch den Umstand begünstigt, dass die oberen Schichten in diesem Teil dank der Verwitterung in dünne Platten zerfallen sind, die sich leichter brechen lassen als die unverwitterten dicken Bänke; besonders in kleinen Steinbrüchen fällt es auf, dass die Tiefe des Steinbruchs von der Verwitterungstiefe abhängt. In der Nähe von Tallinn findet man Steinbrüche, in denen nur die allerobersten dünnen Platten gebrochen werden, die als Trottoirsteine Verwendung finden (Taf. X, 3).

Da der obere harte Kalkstein innerhalb grosser Gebiete die Oberfläche des Anstehenden der Tallinna-Serie bildet, so ist er an diesen Stellen stark verwittert und zerfällt leicht in dünnere (5—7 cm dicke) Platten, in denen man die charakteristischen,

durch Verwitterung pyritreicher Grabgänge entstandenen Roströhren antrifft. Eine derartige Ausbildung des Gesteins ist für die verwitterten Schichten des oberen harten Kalksteins typisch. In der Tiefe nimmt die Wirkung der Verwitterung allmählich ab, bis sie schliesslich vollständig verschwindet, sodass man dann dem typischen unverwitterten Gestein gegenübersteht. Dabei ist die Verwitterungstiefe sehr verschieden: gewöhnlich kann sie auf rund 1 m eingeschätzt werden, manchmal ist die Verwitterung nur auf die obersten 0,3 m beschränkt (z. B. die Lokalitäten 17 b, 27 a, 46 k), oder sie dringt bis zur Tiefe von 3,4+ m vor (z. B. Lokalität 32 a). In vielen Fällen, in denen die Verwitterungstiefe sehr grossen Schwankungen unterworfen ist, findet man, dass die Verwitterungsbedingungen der postglazialen Zeit (Mächtigkeit der Quartärdecke, Grundwasserverhältnisse) an diesen Stellen augenscheinlich gleich gewesen sind; man muss also annehmen, dass die Verwitterung der Schichten grösstenteils präglazial resp. diluvial gewesen ist, und dass die verwitterten Schichten vom Inlandeis in verschiedener Mächtigkeit abgetragen worden sind. Somit scheint die Verwitterungstiefe des oberen harten Kalksteins einen Massstab für die Intensität der vom Inlandeis verursachten Abtragung darzustellen, wobei man feststellen kann, dass diese innerhalb begrenzter Gebiete wohl sehr verschieden, im allgemeinen aber recht gering gewesen ist.

An dieser Stelle sollen noch die Diaklasspalten erwähnt werden, deren Auftreten besonders an die Lasnamäe-Stufe gebunden ist. Es sind praktisch vertikale Spalten, die die Schichten in zwei Hauptrichtungen durchkreuzen. Die beiden Spaltensysteme schneiden sich fast unter geradem Winkel und veranlassen die Bildung grosser Spaltblöcke innerhalb der Schichten dieser Stufe, eine Erscheinung, die besonders gut an natürlichen Aufschlüssen zu verfolgen ist (s. Beschreibung der Stufe auf der Insel Väike-Pakri, S. 155 u. Taf. I, 2), aber auch in Steinbrüchen beobachtet werden kann (s. z. B. Taf. VI, 2). Die Diaklase sind in unverwittertem Gestein meistens unsichtbar und geben sich erst bei der Verwitterung an der Oberfläche des Anstehenden als schmale Spalten zu erkennen; die Wände der Spalten können in einigen Fällen sehr stark korrodiert sein (Taf. IX, 3). Die Diaklase haben im allgemeinen einen recht geradlinigen Verlauf, aber auch wellige Diaklase sind nicht selten (Taf. V, 1).

In einem Fall (im Steinbruch von Lasnamägi (21 c)) ist es möglich gewesen, in einer Diaklasspalte Rutschflächen festzustellen. Die Diaklasspalten dringen manchmal auch noch in die Schichten der liegenden Stufen ein, sind aber dort nur schwach ausgebildet, und zwar auch dann, wenn die untere Stufe nur von wenigen Schichten der Lasnamäe-Stufe bedeckt ist. Man muss also annehmen, dass das im Vergleich zum Liegenden sehr harte Gestein der Lasnamäe-Stufe ein besonders günstiges Substrat für die Bildung der Diaklasspalten dargestellt hat.

Das Gestein der Lasnamäe-Stufe ist ausserdem durch die verschieden starke Dolomitisation charakterisiert, die in zwei verschiedenen Formen vorkommt, von denen die eine im westlichen, die andere im östlichen Gebiet (s. S. 161) entwickelt ist.

Die Entstehungsbedingungen der Lasnamäe-Stufe lassen sich durch folgende knappe Zusammenfassung charakterisieren.

Die im allgemeinen konstante, nur westlich von Tallinn abnehmende Mächtigkeit, der einheitliche lithologische Aufbau und das Fehlen verschiedener Beimengungen (Ooide etc.) bilden (abgesehen von der Fauna) die wesentlichen Merkmale, durch die sich die Lasnamäe-Stufe von der Aseri-Stufe unterscheidet. Dieselben Merkmale weisen darauf hin, dass die Sedimentationsbedingungen der Lasnamäe-Stufe im ganzen Bereich des Untersuchungsgebiets die ganze Zeit hindurch sehr eintönig gewesen sind.

Es muss aber hervorgehoben werden, dass epirogenetische Undationen des Meeresbodens den sonst gleichmässigen Sedimentationsgang stark beeinflusst haben; dafür sprechen die häufigen Diskontinuitätsflächen und der zyklische Aufbau der Schichten. Innerhalb der einzelnen Sedimentationsphasen hat die Kalkfällung immer vorgeherrscht, die Sedimentation der tonigen Bestandteile ist stets unbedeutend gewesen; eine Ausnahme in dieser Hinsicht bildet der untere mergelige Kalkstein. Das Überwiegen der Kalksedimentation zur Zeit der Entstehung der Lasnamäe-Stufe steht in scharfem Gegensatz zur auffallend reichhaltigen Sedimentation toniger Bestandteile innerhalb der Uhaku-Stufe (s. S. 205). Wenn man ausserdem noch die Häufigkeit der Diskontinuitätsflächen in der Lasnamäe-Stufe in Betracht zieht, so wird der Unterschied im

Sedimentationscharakter beider Stufen noch deutlicher, da in der Uhaku-Stufe die Diskontinuitätsflächen eine viel geringere Rolle spielen.

Denkt man also an die Entstehung der Sedimente der Lasnamäe-Stufe, so muss man sich ein Flachmeer mit vorherrschender Kalksedimentation vorstellen, in dem die Sedimentationsbedingungen innerhalb grosser Gebiete sehr einheitlich gewesen sind. Diese Sedimentation wurde aber wiederholt durch Verflachungen des Meeres unterbrochen, und zu diesen Zeiten des Sedimentationsstillstands hat eine teilweise Verhärtung der zuletzt abgesetzten Kalkschlammschicht stattgefunden, ihre Oberfläche wurde durch Ablution mehr oder weniger aufgearbeitet und die Schicht von grabenden und bohrenden Organismen stark angegriffen. Besonders markante und schnell nacheinander eintretende Ablutionsphasen sind am Ende der Lasnamäe-Zeit zu verzeichnen. Dagegen ist die der Lasnamäe-Stufe folgende Uhaku-Stufe unter wesentlich anderen Bedingungen entstanden, da die Sedimentation ihres Gesteins in einem viel tieferen Meer stattgefunden hat, in dem die Bedingungen für Sedimentationsunterbrechungen viel seltener eintraten und auch viel weniger deutliche Spuren hinterliessen.

Die Uhaku-Stufe.

Geschichtliches.

- = die obersten Schichten des Vaginatenkalkes von Fr. Schmidt 1858.
- = im Osten die oberen Schichten des oberen Teiles und im Westen der obere Teil des Echinospaeritenkalkes (C₁) von Fr. Schmidt 1881.
- = der obere Teil des echten Echinospaeritenkalkes (C_{1b}) von Fr. Schmidt 1897.
- = der obere Teil der Reval-Formation von P. Raymond 1916.
- = der obere Teil der Tallinna-Stufe von H. Bekker 1922.
- = *Caryocystites*-Zone resp. -Kalkstein von K. Orviku 1927, 1929, 1930.
- = der obere Teil des echten Echinospaeritenkalkes (C_{1a}) von Fr. Schmidt 1928.
- = C_{1δ} von A. Öpik 1930.
- = die Uhaku-Stufe von A. Öpik 1937.

Zwischen der Kukruse-Stufe (C₂) und der Lasnamäe-Stufe findet man eine Serie von Schichten, die zum ersten Mal von Fr. Schmidt 1881 erwähnt worden sind. Fr. Schmidt bezeichnet sie allerdings nur als eigentümlich ausgebildete Schichten des Echinospaeritenkalkes (C₁) und misst ihnen keine selbständige stratigraphische Bedeutung bei: er trennt die am Purtsje-Fluss aufgeschlossenen obersten mergel- und fossilienreichen Schichten des Echinospaeritenkalkes von den tiefer liegenden Schichten des Echinospaeritenkalkes und beginnt seine Stufe C₂ hier mit den erstgenannten (S. 25). Auch hinsichtlich der Steinbrüche von Lasnamägi bei Tallinn erwähnt Fr. Schmidt Schichten, die im Vergleich zum Echinospaeritenkalk eine abweichende Ausbildung haben: „lockere gelbliche Schichten, die bedeutend reicher an Petrefakten sind (bezeichnend namentlich *Chasmops Odini* und *Echinospaerites balticus* Eichw.) und schon zur nächsten Schichtenabteilung C₂ gezählt werden müssen“ (S. 26).

Dieselben Schichten werden in der ebenzitierten Arbeit von Fr. Schmidt auch bei der Charakterisierung von C_2 erwähnt, und zwar als „Übergangsglieder“ zwischen C_1 und C_2 , wobei das Gestein dieser Schichten im Steinbruch von Lasnamägi beschrieben wird als „ein lockerer gelber Mergel-Kalk, oft mit dunklen Punkten“, in welchem oft *Chasmops Odini* Eichw. und *Echinosphaerites balticus* Eichw., auch *Cybele laevigata* Schm., *Lichas conicotuberculata* Niesz. vorkommen, charakteristisch ist ebenfalls *Porambonites deformata* Eichw. (S. 30) (s. auch Fr. Schmidt 1897, S. 16).

Noch genauer charakterisiert Fr. Schmidt 1881 die „Übergangsglieder vom Echinosphaeritenkalk . . . zum Brandschiefer“ in den Aufschlüssen von Uhaku zwischen Ärra und Püssi, wo weissliche Kalksteine mit mergeligen Zwischenlagen entblösst sind und stellenweise wohlerhaltene Fossilien führen, wie z. B. „*Chasmops Odini*, *Cheirurus spinulosus* (mit kürzeren Schwanzstacheln), *Orthosina squamata* Pahl., *Stroph. imbrex* gen. (die schmale Form höher), *Porambonites deformata* Eichw. (mit grobem Netzwerk und seitlich stark zusammengedrückt), *Echinosphaerites aurantium* var. (länglich, mit stärkerer Streifung) u. a.“ (S. 30).

Somit hat schon Fr. Schmidt die in Uhaku aufgeschlossenen Schichten sowohl lithologisch als auch faunistisch recht gut charakterisiert und ihre Sonderstellung sowohl gegenüber C_1 als auch gegenüber C_2 erkannt, indem er sie als „Übergangsglieder“ bezeichnet. Obwohl er kein Detailprofil von Uhaku anführt und auch nicht die Grenzen der Schichten angibt, so erscheint es dennoch am zweckmässigsten, die in Frage kommenden Schichten nach der letztgenannten Lokalität als ‚Uhaku-Stufe‘ zu bezeichnen.

Die von Fr. Schmidt hinsichtlich der „Übergangsschichten“ zwischen C_1 und C_2 gemachten Beobachtungen sind später von ihm nicht weiter ergänzt worden, und auch andere Forscher haben diesen Schichten bei der Untersuchung von C_1 und C_2 keine besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Eine kleine Notiz finden wir bei G. Holm 1885, der den „allerobersten Theil“ des Echinosphaeritenkalkes „mit einem Theile des Chasmops- und Cystideenkalkes Schwedens“ vergleicht (S. 15).

Die Frage der oberen Grenze des Echinosphaeritenkalkes wird von F. v. Huene 1899 behandelt. Er erwähnt bezüglich

des Steinbruchs von Lasnamägi graublauen Mergelkalk und Mergel in einer Mächtigkeit von 2—3 m, die nach ihm zwischen dem typischen C_{1b} und dem von Fr. Schmidt erwähnten gelbbraunen Mergelkalk liegen, und in denen man am leichtesten die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Schichten der Uhaku-Stufe erkennen kann: „Wenn man . . . die dicke harte graue Kalkbank, die zahlreiche Salpingostomen einschliesst, 2—3 m unter den gelbbraunen Mergeln der rothen Majakke als obere Grenze von C_{1b} ansieht und die darüber lagernden graublauen Mergelkalke und Mergel schon zu C_2 zieht, stimmt die Fauna viel besser zu der Benennung der Schichten, die künstlich gezogene Grenze wird zur natürlichen. Denn dann kommen Formen, wie *Chasmops Odini*, *Cybele rex*, *Pseudocrania planissima* faktisch nur in der Kuckerschen Schicht vor. vorläufig scheint es jedenfalls richtiger, die Grenze zwischen C_{1b} und C_2 in Reval etwas tiefer zu legen als bisher üblich war“ (Supplementa, S. 186). Hier spricht F. v. Huene zwar nicht von einem Zwischenglied zwischen C_{1b} und C_2 , aber die Charakterisierung der betreffenden Schichten kommt dem sehr nahe, was wir von den „Übergangsschichten“ nach Fr. Schmidt kennen. Auch hat Huene als erster darauf hingewiesen, dass es natürlicher wäre, die betreffenden Mergelkalke und Mergel zu C_2 zu zählen.

In den späteren Arbeiten wurden die zwischen C_{1b} und C_2 liegenden Schichten von A. Öpik in Kürze erwähnt. Bei der Beschreibung von C_2 auf Osmussaar äussert A. Öpik 1927 folgendes: „an einem kleinen Graben bei der Schule findet sich ein dichter grauer Kalkstein, den man für einen Übergang zum Liegenden halten kann“ (S. 32). Dasselbe „Übergangsgestein“ hat er auch auf der Insel Suur-Pakri festgestellt (S. 33).

Diese von Fr. Schmidt, G. Holm, F. v. Huene und A. Öpik geschilderten Schichten, die nicht zu den typischen Schichten von C_{1b} und C_2 passen, werden als selbständige stratigraphische Einheit unter dem Namen *Caryocystites*-Zone von K. Orviku 1927 beschrieben, wobei die sehr nahen Beziehungen ihrer Fauna zu der Fauna von C_2 hervorgehoben werden (S. 22); es werden die Detailprofile von Uhaku und Purtse-Körgekallas angeführt (S. 19—20) und die Grenzen und Mächtigkeit der Zone sowie auch ihre petrographische Charakteristik notiert (S. 20). Der Name der Zone ist nach den *Caryocystiten* gewählt worden, die für diese Schichten sehr charakteristisch sind.

K. Orviku wiederholt 1929 die Beschreibung der Zone in den genannten Profilen; die untere Grenze der Zone wird nun aber etwas tiefer gezogen als früher; wie in der früheren Arbeit, so wird auch jetzt die Lage der oberen Grenze durch das erste Erscheinen der tiefsten, deutlich wahrnehmbaren Kukersitschicht bestimmt (S. 17). Zur *Caryocystites*-Zone werden dabei auch die Schichten in den Aufschlüssen an den Flüssen Koljala und Uuemõisa (45) gezählt; bei den Vorarbeiten zur vorliegenden Arbeit hat es sich aber erwiesen, dass die Profile dieser Aufschlüsse nicht mit den Profilen der *Caryocystites*-Zone verglichen werden können, da sie in Wirklichkeit zwischen die letztgenannte Zone und den produktiven Teil der Kukruse-Stufe gestellt werden müssen. In der Arbeit von K. Orviku 1929 wird die *Caryocystites*-Zone zu den Schichten mit *Chasmops*-Fauna gezählt (S. 18 und 32); auch bei K. Orviku 1930 wird sie getrennt von der Asaphiden-Serie behandelt (S. 3 und 7).

In der Arbeit von A. Öpik 1930, in welcher zum ersten Mal die Asaphiden-Serie als höhere stratigraphische Einheit des Ordoviziums Estlands erwähnt wird, ist die *Caryocystites*-Zone mit $C_{1\beta}$ bezeichnet worden, und die Zugehörigkeit der Zone zu der *Chasmops*-Serie wird anerkannt (S. 14 und Taf. V). Bei der Charakterisierung der *Chasmops*-Serie finden wir hier folgende Bemerkung: „Als Basis der Serie kann auch die *Caryocystites aranea* ($C_{1\beta}$)-Zone betrachtet werden, obwohl diese auch zur liegenden Asaphiden-Serie gerechnet werden kann“ (S. 14).

Bei der Beschreibung der Ostracoden aus C_2 und $C_{1\beta}$ bezeichnet A. Öpik 1937 die letztgenannten Schichten als „Uhakubeds“ und weist darauf hin, dass sie von den C_2 -Schichten nicht scharf zu unterscheiden sind, da die ostracodenführenden oberen Schichten des *Caryocystites*-Kalksteins ihrer Fauna nach der Kukruse-Stufe näherstehen als dem Liegenden (S. 2), wobei die Grenze zwischen der Uhaku- und der Kukruse-Stufe im Westen einigermaßen geklärt ist, im Osten aber nicht (S. 3). Von den in der Uhaku-Stufe gefundenen 38 Ostracoden kommen 17 nur in der Uhaku-Stufe vor, 21 Ostracoden sind aber beiden Stufen gemein; dabei erscheinen die Ostracoden in den Profilen von Uhaku (44 h, g) und Purtse-Körgekallas (44 f) in der Schicht 14, während die unteren Schichten 15—19 ostracodenfrei sind (S. 3). Weiter weist A. Öpik darauf hin, dass in den Steinbrüchen von Lasnamägi in der Uhaku-Stufe kleine, vereinzelte kukersithaltige

Mergelschichtchen mit *Tetradella calkeri* Bonnemä vorkommen, die schon ca. 2 m unterhalb der oberen Grenze der Stufe beobachtet werden können. Vermutlich ist hier zwischen den vorhandenen Schichten der Uhaku-Stufe und der liegenden Lasnamäe-Stufe ein Hiatus zu verzeichnen: es fehlen hier wahrscheinlich die untersten Schichten (15—19) der Uhaku-Stufe vom Uhaku-Fluss (S. 3).

Das ist eigentlich auch das Wesentlichste, was bisher über die zur Uhaku-Stufe gehörenden Schichten in der Literatur zu finden ist.

Die Beschreibung der Detailprofile der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten.

(Profiltafel V)

3 n. Välke-Pakri.

- 10 + *) feinkörniger, dünn-schichtiger, bituminöser Kalkstein.
 35 " " fast bitumenfreier, eisenoxydhaltiger Kalkstein.
 08 " " bituminöser Kalkstein.
 10 mergeliger, bitumenarmer Kalkstein.
 30 feinkörniger, dünn-schichtiger, recht bituminöser Kalkstein.
 04 bituminöser Kalkstein mit Wurm-gängen in Wechsella-gerung mit Mergelschichten; die Wurm-gänge sind ähnlich ausgebildet wie in den östlichen Lokalitäten der Kukruse-Stufe.
 14 grauer Kalkstein mit unregelmässig ausgebildeten Kukersitschichten, ähnelt dem Knollenkalkstein.
 05 feinkörniger, dichter, bituminöser Kalkstein.
 = Hangendes: K u k r u s e-Stufe = 119 +.

Uhaku-Stufe = 205:

- 40 hellgrauer, dünn-schichtiger, bitumenfreier Kalkstein.
 10 grauer, mergeliger Kalkstein.
 40 grauer, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein, in welchem recht häufig *Echinospaerites aurantium* Gyll. auftritt.
 05 grauer, bitumenhaltiger Kalkstein.
 60 bräunlichgrauer, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein (540).
 20 dichter Kalkstein mit Mergelschichten in Wechsella-gerung; verwittert leicht, enthält recht viele Gastropoden.
 30 leicht bräunlichgrauer, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein (541) mit *Echinospaerites aurantium* Gyll.
 — ebene Diskontinuitätsfläche mit Bohrlöchern.
 Liegendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 141).

*) Die Mächtigkeit der Schichten ist überall in cm angegeben.

4 c. Paldiski.

Uhaku-Stufe = 80 +:

- 30+ grauer, feinkörniger dünn-schichtiger Kalkstein.
 20 grauer, feinkörniger, mergeliger Kalkstein.
 30 grauer, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein.
 Liegendes: L a s n a m ä e-Stufe.

21 c. Lasnamägi.

(Taf. XII, 3)

- 35+ weisslichgrauer, dünn-schichtiger, dichter Kalkstein.
 — ebene Diskontinuitätsfläche.
 15 bläulichgrauer Mergelkalkstein.
 20 weisslichgrauer, feinkörniger, dünn-schichtiger, dichter Kalkstein.
 25 bläulichgrauer Mergelkalkstein.
 10 hellbrauner, bituminöser Mergelkalkstein.
 15 bläulichgrauer Mergelkalkstein.
 — ebene Diskontinuitätsfläche.
 25 weisslichgrauer, feinkörniger, dünn-schichtiger Kalkstein.
 20 bläulichgrauer Mergelkalkstein.
 10 bräunlicher, feinkörniger, dichter, bituminöser Kalkstein.
 07 dunkelgrauer, feinkörniger, dichter Kalkstein (1 Schicht).
 20 grauer, leicht bituminöser Kalkstein mit dünnen Kukersitschichten in Wechsellagerung.
 — ebene Diskontinuitätsfläche.
 = Hangendes: K u k r u s e-Stufe = 200 +.

Uhaku-Stufe = 270:

- 270 in unverwittertem Zustand in 20 cm dicken Schichten brechender, weicher, leicht verwitternder, grünlichgrauer, mergeliger Kalkstein*), in dem man 8 (02**), 55 (01**) (Doppelfläche), 80 (03**) und 210 (05**) (Doppelfläche) cm unter der oberen Grenze der Schicht Diskontinuitätsflächen feststellen kann.
 — Diskontinuitätsfläche.
 Liegendes: L a s n a m ä e-Stufe (Prof. S. 144).

*) Die untersten 60 cm könnte man auch als selbständige Schicht betrachten, da sie aus härterem und weniger mergelreichem Kalkstein bestehen.

**) Tiefe der Diskontinuitätsfläche in cm.

Bohrloch von **Lagedi**.

- m
- 12 (3,96—4,08) mergeliger Kalkstein mit Kukersit.
 18 (4,08—4,26) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 15 (4,26—4,41) mergeliger Kalkstein mit Kukersit.
 04 (4,41—4,45) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 11 (4,45—4,56) mergeliger Kalkstein mit Kukersit.
 13 (4,56—4,69) kukersitärmer, mergeliger Kalkstein.
 21 (4,69—4,90) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 27 (4,90—5,17) Kukersit mit Konkretionen bituminösen Kalksteins.
 13 (5,17—5,30) kukersitärmer dichter Kalkstein.
 25 (5,30—5,55) Kukersit mit Konkretionen bituminösen Kalksteins.
 23 (5,55—5,78) Mergelkalkstein mit Kukersit gemischt.
 40 (5,78—6,18) kukersitärmer, bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein.
 02 (6,18—6,20) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 06 (6,20—6,26) kukersitärmer, mergeliger Kalkstein.
 02 (6,26—6,28) grünlichgrauer Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 02 (6,28—6,30) feinkörniger bituminöser Kalkstein.
- ~~~~~ scharfe pyritische Diskontinuitätsfläche.
- 15 (6,30—6,45) kukersitärmer, mergeliger Kalkstein.
 32 (6,45—6,77) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 40 (6,77—7,17) kukersitärmer, bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein.
 05 (7,17—7,22) kukersitreicher " " "
 15 (7,22—7,37) kukersitärmer " " "
 13 (7,37—7,50) kukersitreicher " " "
 10 (7,50—7,60) kukersitärmer " " "
 20 (7,60—7,80) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 60 (7,80—8,40) kukersitärmer, bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein.
 16 (8,40—8,56) kukersitreicher " " "
 17 (8,56—8,73) Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.
 17 (8,73—8,90) kukersitärmer, bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein.
 55 (8,90—9,45) kukersitreicher, grauer, mergeliger Kalkstein, im oberen Teil kukersitärmer.

~~~~~ Diskontinuitätsfläche.

= Hangendes: **K u k r u s e**-Stufe = 549 +.

**Uhaku**-Stufe = 255:

- 15 (9,45—9,60) bläulichgrauer, mergeliger Kalkstein mit wenig Kukersit.  
 240 (9,60—12,00) bläulichgrauer, weicher, stark mergeliger Kalkstein, in welchem, wenn auch spärlich, schon in den untersten Schichten Kukersit zu finden ist (s. Taf. XVIII, 2).

~~~~~ Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: **L a s n a m ä**-Stufe.

Bohrloch von **Ubjä**.

m

- 10 (16,50—16,60) Brennschiefer.
 35 (16,60—16,95) grünlicher, bituminöser, mergeliger Kalkstein.
 05 (16,95—17,00) sehr bituminöser, mergeliger Kalkstein, eigentlich kalbi-
 ger Brennschiefer.
 118 (17,00—18,13) grünlichgrauer, mehr oder weniger mergeliger Kalkstein.
 07 (18,18—18,25) graubrauner, bituminöser, mergeliger Kalkstein.
 30 (18,25—18,55) grauer, leicht bituminöser, mergeliger Kalkstein.
 03 (18,55—18,58) graubrauner, mergeliger Brennschiefer.
 = Hangendes: K u k r u s e-Stufe = 208 + (s. Text S. 210).

Uhaku-Stufe = 391:

- 92 (18,58—19,50) mehr oder weniger mergeliger, grünlichgrauer Kalkstein,
 enthält im oberen Teil noch ein wenig Bitumen.
 ~~~~~ wellige Diskontinuitätsfläche.  
 10 (19,50—19,60) grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein.  
 60 (19,60—20,20) grünlichgrauer, mergeliger Kalkstein, besonders merge-  
 lig die untersten 10 cm.  
 06 (20,20—20,26) bräunlichgrauer, bituminöser, mergeliger Kalkstein.  
 37 (20,26—20,63) mergelreicher, grünlicher und hellgrauer Kalkstein in  
 Wechsellagerung.  
 37 (20,63—21,00) bräunlichgrauer, schwach bituminöser, wenig mergeliger  
 Kalkstein.  
 50 (21,00—21,50) grünlichgrauer Kalkstein, mergelreich, besonders in seinem  
 mittleren Teil.  
 14 (21,50—21,64) grauer, dichter Kalkstein mit einzelnen dünnen Mergel-  
 zwischenschichten.  
 05 (21,64—21,69) grünlichgrauer Mergelkalkstein.  
 08 (21,69—21,77) grauer, dichter Kalkstein.  
 06 (21,77—21,83) grünlichgrauer Mergelkalkstein.  
 06 (21,83—21,89) mergelarmer, grauer, dichter Kalkstein.  
 08 (21,89—21,97) mergelreicher, grünlichgrauer Kalkstein.  
 17 (21,97—22,14) grauer Kalkstein, von recht viel grünlichgrauem Mergel  
 durchsetzt.  
 15 (22,14—22,29) grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein mit sehr wenig  
 Mergel.

— Diskontinuitätsfläche.

Liegendes: L a s n ä e-Stufe (Prof. S. 145).

## Idealprofil

der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten

an den Ufern des Uhaku-Flusses vom Gesinde Paemurru (44 h) bis zum Wasserfall (44 g) und an den Ufern des Purtse-Flusses von Kõrgekallas (44 f) bis Pärtliorg (44 c). Auf der Profiltafel VI, die die entsprechende Profilzeichnung enthält, ist links vom Profil angegeben, welchen Aufschlüssen die einzelnen Teile des Profils entsprechen (Fig. 3, S. 199 und Fig. 4, S. 228, Taf. XI, 1, 2, 3 und Taf. XII, 1, 2).

- VIII 60+ grünlichgrauer, dünnschichtiger, mergeliger Kalkstein.
- VII 15 hellgrauer, feinkörniger, harter Kalkstein; in ihrer Mitte ist die Schicht in einer Mächtigkeit von 03 cm mergelreicher, wodurch dieser Teil leichter verwittert, sodass wir hier zwei Teile unterscheiden können: eine obere, 07 cm dicke, härtere Schicht und eine untere, 05 cm dicke, weniger verwitterungsbeständige Schicht, die vom Liegenden schwer zu unterscheiden ist.
- VI 20 gelblich- bis grünlichgrauer Mergelkalkstein.
- V 10 hellgrauer, dichter, harter, feinkörniger Kalkstein.
- IV 25 gelblich- bis grünlichgrauer Mergelkalkstein. Zuunterst liegt in einer Mächtigkeit von 01 cm fast reiner Kukersit; die Menge desselben nimmt innerhalb der folgenden 04 cm allmählich ab, um noch höher oben vollständig (makroskopisch) zu verschwinden.
- III 06 grauer, dichter, harter, feinkörniger, kukersitfreier Kalkstein, dessen obere Fläche eine scharfe Diskontinuitätsfläche darzustellen scheint (1059).
- II 15 grünlichgrauer Mergelkalkstein.
- I 10 im oberen Teil grünlichgrauer, harter Kalkstein, im unteren Teil bituminöser, bräunlicher Kalkstein mit Wurmhängen (1058, 1062); nahe der unteren Grenze ist die Schicht besonders bituminös.  
= Hangendes: K u k u s e-Stufe = 161 + (s. Text S. 210).

## Uhaku-Stufe = 498:

- 1a 08 im unteren Teil als grünlichgrauer, weicher, mergeliger Kalkstein ausgebildet; nach oben zu wird das Gestein dichter und fester; seine obere Grenzfläche scheint eine Diskontinuitätsfläche darzustellen (1060).
- 1b 14—18 grünlichgrauer Mergelkalkstein.
- 1c 04—08 grauer, dichter, kristallinischer Kalkstein (1061) (= die oberste deutlich verfolgbare Schicht bei Kõrgekallas (44f)).
- 2a 28 grünlichgrauer Mergelkalkstein.
- 2b 35 grünlichgrauer Mergelkalkstein mit einigen härteren, reineren Kalksteinschichten.
- 2c 10 grauer, harter Kalkstein.
- 2d 15 grünlichgrauer Mergelkalkstein.
- 3 16 grauer, kristallinischer, dickbankiger, eisenoxydhaltiger, mergeliger Kalkstein.
- 4 01 leicht bituminöser Mergel.

bei Kõrgekallas (44) sind diese Schichten als 90 cm dicker gelblich oder grünlichgrauer, dünnschichtiger, mergeliger Kalkstein ausgebildet.

- 5 90 gelblich- oder grünlichgrauer, dünn-schichtiger, mergeliger Kalkstein (1070).
- 6 08 bläulichgrauer Kalkmergel.
- 7 07 grauer, kristallinischer, dickbankiger, eisenoxydhaltiger Kalkstein (1068).
- 8 07 bläulichgrauer Kalkmergel.
- 9 04 gelblichgrauer, dichter, eisenoxydhaltiger Kalkstein (1067).
- 10 17 grauer, dünn-schichtiger Kalkstein.
- 11 01 grauer Mergel.
- 12 24 grauer, dünn-schichtiger Kalkstein.
- 13 16 grauer, dickbankiger Kalkstein.
- 14 26 grauer, mergeliger, dünn-schichtiger Kalkstein (1066).
- 15 38 grauer, dichter, feinkörniger, dickbankiger, jedoch leicht verwitternder Kalkstein mit Roströhren (1065).
- 16 10 grünlichgrauer, dünn-schichtiger, mergeliger Kalkstein.
- 17 90 grauer, dichter, dickbankiger, jedoch ziemlich leicht verwitternder Kalkstein mit Roströhren. *Caryocystites aranea* Schloth.
- 18 20 grauer, dünn-schichtiger Kalkstein.
- 19 07 gelblichgrauer, dünn-schichtiger, mergeliger Kalkstein. *Caryocystites aranea* Schloth. häufig.

Liegendes: L a s n a m ä e-Stufe = 180 +.

### Die Uhaku-Stufe in Ost-Estland.

Aufschlüsse der Uhaku-Stufe findet man in Ost-Estland nur an den Ufern des Uhaku- und des Purtse-Flusses (s. Fig. 3, S. 199). In diesen Aufschlüssen hat Fr. Schmidt seine Beobachtungen über die „Übergangsglieder vom Echinospaeritenkalkstein zur Kukruse-Stufe“ gemacht, von hier stammen auch die ersten Detailprofile der Stufe (K. Orviku 1927, S. 19—20, 1929, S. 16—17). Da die Schichten der in Frage stehenden Stufe bei U h a k u schon eingehend untersucht worden sind, so ist man noch mehr berechtigt, die Stufe nach dieser Lokalität zu benennen.

Wie schon eingangs erwähnt, sind bei K. Orviku 1927 auch die im Flussbett von Uuemõisa und Koljala (45) aufgeschlossenen Schichten der Uhaku-Stufe zugezählt worden. Wie sich später herausgestellt hat, ist es schwer, diese Annahme aufrechtzuerhalten, da es sich um die die Uhaku-Stufe deckenden, aber noch unter den produktiven Schichten der Kukruse-Stufe liegenden Schichten handelt.

Bei der Beschreibung der Profile der Uhaku-Stufe (s. S. 193) ist aus der Umgebung von U h a k u nur ein Idealprofil angeführt worden, das auf Grund von Beobachtungen an einzel-

nen Aufschlüssen zusammengestellt worden ist. Auf der Profiltafel VI ist aber links vom entsprechenden Profil angegeben, in welchen Aufschlüssen die einzelnen Schichten zu finden sind: die unteren Schichten sind am Unterlauf des Uhaku-Flusses, und zwar an beiden Ufern (Taf. XI, 2, XII, 1) beim Gesinde Paemurru (44 h), die mittleren Schichten — in der Nähe des kleinen Wasserfalles im westlichen Teil des kanyonartigen Uhaku-Tals (44 g) entblöst.

Die mittleren und oberen Schichten der Stufe besitzen einen sehr schönen Aufschluss am linken Steilufer des Purtse-Flusses, am sog. Kõrgekallas (Taf. XI, 1, XII, 2) (44 f), den man am besten als Typlokalität bezeichnen könnte. Von hier flussaufwärts findet man an beiden Ufern noch kleine Aufschlüsse der oberen und — südlicher — auch der hangenden Schichten der Stufe (44 d und e). Zur Untersuchung der oberen Grenze der Stufe und ihres Hangenden eignen sich am besten die Aufschlüsse am linken Ufer des Purtse-Flusses bei Pärtliorg (44 c) (Taf. XI, 3, Fig. 4, S. 228). Damit sind aber auch alle wesentlichen Aufschlüsse der Uhaku-Stufe in Ost-Estland erschöpft.

Am Ufer des Uhaku-Flusses beim Gesinde Paemurru (44 h) findet man die untersten Schichten der Stufe vor. Es sind die Schichten 15—19, die sich hier im allgemeinen ihrem sedimentpetrographischen Charakter nach sehr wenig vom Liegenden, d. h. von den Schichten der Lasnamäe-Stufe unterscheiden und deshalb auch früher (K. Orviku 1927, S. 21—22) zu dieser gezählt worden sind; auch

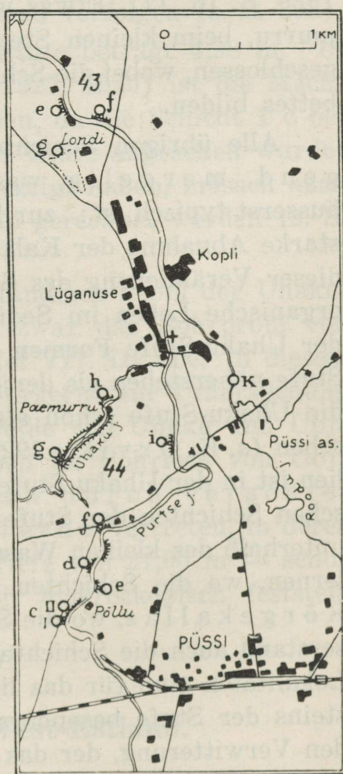


Fig. 3. Aufschlüsse der Tallinna-Serie am Purtse-Fluss in der Umgebung von Lügánuse und Püssi: 43 e, f — Aufschlüsse der Aseri-Stufe. 43 g, 44 h — Aufschlüsse der Lasnamäe-Stufe. 44 c, d, e, f, g, h — Aufschlüsse der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten.

fehlen in ihnen, nach den Untersuchungen von A. Öpik 1937, noch die Ostracoden. Bei näherer Betrachtung erweist es sich aber, dass die an dieser Stelle entblössten Schichten schon eine geringere Verwitterungsbeständigkeit aufweisen, dass sie also teilweise recht viel terrigene Bestandteile enthalten und deshalb den höhergelegenen Schichten näherstehen als dem Liegenden; ausserdem findet man in ihnen schon häufig die Caryocystiten, die in der Lasnamäe-Stufe fehlen und als Leitfossilien der Uhaku-Stufe angesehen werden (K. Orviku 1929, S. 16, 17). Etwas weiter stromaufwärts vom Gesinde Paemurru, beim kleinen Steinbruch sind die Schichten 12—19 aufgeschlossen, wobei die Schichten 18—19 hier den Boden des Flussbettes bilden.

Alle übrigen Schichten der Stufe (1—14) sind vorwiegend mergelig, was für die Uhaku-Stufe im allgemeinen äusserst typisch ist: zur Zeit der Bildung ihres Gesteins hat eine starke Abnahme der Kalkfällung stattgefunden, und parallel mit dieser Veränderung des Sedimentationsganges hat sich auch das organische Leben im Sedimentationsbecken verändert, sodass in der Uhaku-Stufe Formen auftreten, die der Fauna der Kukruse-Stufe näherstehen als derjenigen der Lasnamäe-Stufe; deshalb ist die Uhaku-Stufe schon als Basisglied der *Chasmops*-Serie anzusehen (s. K. Orviku 1929, S. 18, 32). Auch die Zahl der Fossilien ist in der Uhaku-Stufe grösser als im Liegenden. Diese typischen Schichten der Stufe kann man in den Aufschlüssen gleich unterhalb des kleinen Wasserfalls von Uhaku (44 g) gut kennenlernen, wo die Schichten 3—16 vertreten sind, ebenso am sog. Kõrgekallas, wo die Schichten 1—14, beim niedrigsten Wasserstand auch die Schichten 15—17 entblösst sind. Diese beiden Lokalitäten sind für das lithologische Studium des typischen Gesteins der Stufe besonders geeignet, da infolge der langdauernden Verwitterung, der das Gestein hier unterworfen gewesen ist, die verschiedene Verwitterungsbeständigkeit der einzelnen Schichten besonders deutlich hervortritt. Man sieht an diesen Lokalitäten, dass die Verwitterungsbeständigkeit der Schichten im allgemeinen gering ist; grösser ist sie nur bei einzelnen durchgehenden Schichten aus reinem hartem Kalkstein (Schichten 1 a, 3 und 7), die die Verbindung der einzelnen Profile untereinander erleichtern. Betrachtet man das ganze Profil der Uhaku-Stufe, so kann man feststellen, dass die Bedeutung des terrigenen Mate-

rials von unten nach oben zunimmt: vergleiche in dieser Beziehung die Schichten 15—19 mit den Schichten 14—7 und diese wiederum mit den Schichten 1—6.

Stromaufwärts von Kõrgekallas findet man bis Pärtliorg, abwechselnd an beiden Ufern (44 e, d, c), die oberen Schichten der Stufe: näher zu Kõrgekallas ist die Stufe von der Schicht 5 an entblösst, näher zu Pärtliorg liegt die Schicht 2 am Fuss der Aufschlüsse. Angefangen mit der Lokalität 44 e ist schon das Hangende der Stufe aufgeschlossen, und von hier an ist es möglich, die obere Grenze der Uhaku-Stufe zu verfolgen (s. S. 208).

Die Mächtigkeit der Uhaku-Stufe beträgt 4,98 m. In den früheren Arbeiten (K. Orviku 1927, 1929) ist die Mächtigkeit etwas niedriger geschätzt worden, da die Schicht 1 c bei Kõrgekallas als die höchste Schicht der Stufe angesehen wurde; wie aber die letzten Untersuchungen gezeigt haben, müssen auch die Schichten 1 a + 1 b zu dieser Stufe gerechnet werden (s. S. 209).

Man kann noch ein weiteres vollständiges Profil der Uhaku-Stufe in Ost-Estland vorführen, und zwar das Bohrprofil von U b j a (Prof. S. 196 und die Profiltafel VI). Da aber in diesem Fall die vollständig unverwitterten Bohrkerne zur Untersuchung vorliegen, so ist ein Vergleich der Profile von Uhaku und U b j a nicht ganz leicht durchzuführen. Auch im Bohrloch von U b j a ist die Uhaku-Stufe hauptsächlich durch verschiedenen stark mergelige Kalksteine vertreten, in deren oberem Teil — angefangen von der Tiefe von 21,00 m — schon schwache Beimengungen von Kukersit makroskopisch feststellbar sind.

### Die Uhaku-Stufe in West-Estland.

Im westlichen Gebiet des Anstehenden der Tallinna-Serie gibt es nur einzelne Profile der Uhaku-Stufe, die bisher der Untersuchung zugänglich gewesen sind. Die wichtigsten Aufschlüsse in diesem Gebiet sind die grossen Steinbrüche von L a s n a m ä g i (21 c); im südlichen Teil derselben ist die Uhaku-Stufe in ihrer vollen Mächtigkeit und sogar ein Teil der sie deckenden Schichten der Kukruse-Stufe entblösst (Prof. S. 194, Profiltafel VI, Taf. XII, 3).

Das Gestein der Uhaku-Stufe ist hier als mergeliger grünlichgrauer Kalkstein ausgebildet, der sich in unverwittertem Zustand in ca. 20 cm dicken Bänken brechen lässt, nachher aber schnell zu dünnen Schichten verwittert. Diese Schichten werden zwar für Bauzwecke benutzt, doch sind ihre bautechnischen Eigenschaften ihres starken Mergelgehaltes wegen nicht besonders gut. Wir finden hier die für die Uhaku-Stufe charakteristische Fauna, die mehr gemeinsame Züge mit der Fauna der Kukruse-Stufe als mit derjenigen der Lasnamäe-Stufe aufweist; die Cystiten, die der Lasnamäe-Stufe fremd sind, erscheinen schon in den untersten Schichten der Uhaku-Stufe; auch die Ostracoden, die nach den Untersuchungen von A. Ö p i k 1937 bisher in der Lasnamäe-Stufe nicht festgestellt werden konnten, treten in den Schichten der Uhaku-Stufe auf. Im allgemeinen ist die Uhaku-Stufe hier, wie auch bei Uhaku, fossilienreicher als die Lasnamäe-Stufe. Weitere Beziehungen zur Kukruse-Stufe äussern sich im Auftreten von Kukersit (s. Taf. XXVIII, 5, 6) im Gestein der Uhaku-Stufe schon 60 cm oberhalb ihrer unteren Grenze; allerdings ist der Kukersitgehalt hier nirgends so gross, dass einzelne Schichten durch ihn irgendwie besonders ins Auge fielen. Es ist möglich, dass Kukersit auch in den untersten 60 cm der Stufe vorkommt.

Im Kalkstein der Uhaku-Stufe findet man einzelne deutliche, ebene Diskontinuitätsflächen, von denen Bohrlöcher und Grabgänge ihren Ausgang nehmen; die Diskontinuitätsflächen zeugen von kurzfristigen Unterbrechungen der kontinuierlichen Sedimentation zur Zeit der Entstehung der Uhaku-Stufe. Am deutlichsten ausgebildet ist ein Diskontinuitätsflächenpaar, das die obere Grenze der unteren 60 cm markiert (s. Taf. XVIII, 1); unmittelbar darüber trifft man schon in nennenswerten Mengen Kukersit an, welcher dem Gestein eine bräunliche Färbung verleiht. Die untersten 60 cm scheinen ausserdem weniger mergelig zu sein als die übrigen, höher gelegenen Schichten der Stufe, und man wäre auch berechtigt, diese untersten 60 cm als selbständige Schichtengruppe der Stufe zu betrachten, die durch die grössere Härte des Gesteins und durch das Fehlen des Kukersits gekennzeichnet ist. Ebenso wie die Schichten der Lasnamäe-Stufe, so haben auch die untersten Schichten der Uhaku-Stufe von den Arbeitern in den Steinbrüchen ihre besonderen Namen erhalten, auf die hier zweckmässigkeitshalber hingewiesen werden soll: die

untersten 18 cm der Uhaku-Stufe werden als „pealmine laksu“ bezeichnet, die obersten 10 cm der 60 cm-Schichtengruppe zusammen mit dem Diskontinuitätsflächenpaar führen den Namen „karvakord“, die hangenden 20 cm werden „tõusandus“ genannt. Die obere Grenze der Uhaku-Stufe wird in den Steinbrüchen von Lasnamägi durch eine Diskontinuitätsfläche markiert, oberhalb welcher schon reichlich Kukersit im Gestein ist (s. auch S. 211).

Die Steinbrüche von Lasnamägi sind schon längst als ergiebige Fundstellen für Fossilien des Echinospaeritenkalks nach Fr. Schmidt 1881 resp. der Tallinna-Stufe nach H. Bekker 1922 bekannt gewesen und als solche auch ausgenutzt worden. Wie aus dem Dargelegten ersichtlich, sind in diesen Steinbrüchen nicht nur die Schichten der Lasnamäe-Stufe, sondern auch diejenigen der Uhaku-Stufe aufgeschlossen, deren Faunen recht grosse Unterschiede aufweisen; in den Abraumhalden ist aber das Material beider Stufen zusammen angehäuft worden. Da das Gestein der beiden Stufen, besonders wenn es in kleinen Stücken vorliegt, nicht immer auseinandergehalten werden kann, so muss man bei der Horizontbestimmung des von den Schutthalden gesammelten Fossilienmaterials äusserst vorsichtig sein, um Trugschlüsse über die Fossiliengemeinschaften zu vermeiden. Ebenso kann man die von Fr. Schmidt für den Echinospaeritenkalk aufgestellte Fossilienliste nicht ohne weiteres auf die Lasnamäe-Stufe übertragen, weil in dieser Liste Fossilien beider hier in Frage kommenden Stufen aufgezählt worden sind.

Um das Gestein der Uhaku-Stufe aus der Umgebung von Tallinn noch näher zu charakterisieren, ist in der Profilbeschreibung (S. 195) auch das Profil der Uhaku-Stufe und ihres Hangenden aus dem Bohrloch von Lagedi angegeben worden. In diesem sind die hangenden Schichten der Lasnamäe-Stufe in einer Mächtigkeit von 8,04 m durchteuft (3,96 m — 12,00 m der Bohrlochtiefe). Die untersten 2,55 m dieser Schichten haben ein äusserst gleichförmiges Gepräge: es handelt sich um einen bläulich-grauen mergeligen Kalkstein, in dem durchweg Kukersit in kleinen Mengen angetroffen wird; der Kukersit tritt hier meistens als Füllmaterial der dünnen, flachgedrückten, meist fast horizontal liegenden, stark braun gefärbten Grabgänge auf (Taf. XVIII, 2), oder er bildet sehr dünne und kleine Kukersitlinsen. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist schon in einer früheren Arbeit angeführt

worden (K. Orviku 1930, S. 8), und die diesbezügliche Analyse weist auf die grosse Rolle der terrigenen Bestandteile (16,32% gegenüber 81,48% Karbonate) im Aufbau des Kalksteins der Uhaku-Stufe. Diese Schichten ähneln sehr den Schichten der Uhaku-Stufe von Lasnamägi und sind auch der letztgenannten Stufe zuzuzählen.

Über den genannten Schichten befinden sich bis zur Höhe von 5,55 m Kalksteine, die ebenso wie die liegenden Schichten meist mehr oder weniger mergelig sind, aber stellenweise recht viel Kukersit enthalten, dessen Menge jedoch nie so weit ansteigt, dass man von eigentlichen Kukersitschichten sprechen könnte. Die erste Kukersitschicht trifft man erst zwischen 5,55 und 5,30 m der Bohrlochtiefe an. Wegen des höheren Kukersitgehalts werden alle Schichten, die über den Schichten von 2,55 m liegen, schon zur Kukruse-Stufe gezählt.

Die nächsten Profile der Uhaku-Stufe sind in der Umgebung von Paldiski entblösst, wo die Schichten der Stufe am besten am Ostufer der Insel Väike-Pakri bei den alten Festungsbauten (3 n, o) aufgeschlossen sind (Prof. S. 193, Profiltafel VI, Taf. XII, 4): die tieferen Schichten findet man im nördlichen Teil der Festungsbauten gleich am Anfang des Glints (3 n), die höheren Schichten der Stufe und ihr Hangendes dagegen im mehr südlich gelegenen Teil der Festungsbauten (3 o).

In dem vorgeführten Profil kann man auf Grund der lithologischen Ausbildung den 2,05 m mächtigen, über der Lasnamäe-Stufe liegenden Schichtkomplex der Uhaku-Stufe zuzählen, da dieser hauptsächlich als dünnschichtiger, mehr oder weniger mergeliger und leicht verwitternder Kalkstein ausgebildet ist. Besonders mergelig ist die 20 cm-Schicht, die in den Profilen wegen des hohen Verwitterungsgrades leicht zu erkennen ist (Taf. XII, 4). Im allgemeinen unterscheiden sich die unteren Schichten 30 + 20 + 60 cm nur wenig voneinander, und die Trennung in drei verschiedene Schichten ist hier nur bei stark verwitterten Aufschlüssen möglich. Kukersit findet man in geringer Menge in der 05 cm-Schicht; ausserhalb dieser scheint der Kukersit zu fehlen. Die Schichten sind im allgemeinen fossilienreich; den Echinospaeriten begegnet man schon in den untersten Schichten, besonders reichlich treten sie aber innerhalb der untersten 40 cm auf. Die obere

Grenze der Stufe ist dort gezogen worden, wo die erste deutliche Anhäufung des Kukersits festgestellt werden konnte.

In geringer Mächtigkeit sind die Schichten der Uhaku-Stufe auch bei Vesternäs (3 g) entblösst. Auf der Insel Suur-Pakri (2) und Osmussaar (1) erreichen sie nirgends den Glintrand; man kann aber annehmen, dass sich ihr Anstehendes in der Nähe desselben befindet.

Ähnlich wie auf Väike-Pakri ist die Uhaku-Stufe auch bei Paldiski ausgebildet. So findet man z. B. in dem Steinbruch im nördlichen Teil der alten Festungsbauten (4 b) oberhalb der Lasnamäe-Stufe einen dünn-schichtigen, leicht verwitternden Kalkstein in einer Mächtigkeit von 1,27+ m (Prof. S. 141). Da diese Schichten gerade hier nicht verwittert sind, so kann man bei ihnen im gegebenen Fall auch keine lithologischen Unterschiede feststellen. An den Wänden der alten Festungsbauten, so z. B. etwas südlich vom Steinbruch (4 c), sind dieselben Schichten in einer Mächtigkeit von nur 80+ cm abgeschlossen; hier ist das Gestein längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt gewesen; die Schichten sind wegen ihres verschiedenen Gehalts an terrigenen Bestandteilen verschieden stark verwittert, und infolgedessen lässt sich hier die gleiche Schichteneinteilung feststellen wie auf der Insel Väike-Pakri (Prof. S. 194).

Damit sind auch alle bisher bekannten Profile der Uhaku-Stufe erschöpft, und man kann nun die gemeinsamen Züge im lithologischen Bau des Gesteins zusammenfassen. In allen Fällen hat man es mit einem Kalkstein zu tun, der reich an terrigenen Bestandteilen ist, wobei aber die Menge der letzteren gewissen Schwankungen unterworfen ist; am deutlichsten sind diese Schwankungen im Profil von Uhaku ausgeprägt, wo sehr reiner Kalkstein in Wechsellagerung mit mergeligen Kalksteinen liegt. Am geringsten sind die lithologischen Unterschiede in den Profilen von Lasnamägi und Lagedi. In der letztgenannten Lokalität weist aber das Gestein einige Diskontinuitätsflächen auf. Man kann daraus schließen, dass die Schichtfolge der Uhaku-Stufe in der Umgebung von Uhaku, wo keine Diskontinuitätsflächen auftreten, eine vollständigerer ist, und dass das Gestein hier in einem ruhigeren Sedimentationsgebiet entstanden ist. Anders waren augenscheinlich die Entstehungsbedingungen der Uhaku-Stufe in der Umgebung von Lasnamägi: die hier auftretenden Diskontinuitäts-

flächen — besonders wenn man auch die die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe bezeichnenden Diskontinuitätsflächen mitrechnet — sprechen für eine unruhige Sedimentation und grössere Nähe des Strand. Dasselbe gilt auch für die Uhaku-Stufe in der Umgebung von Paldiski. Die gleichen Hinweise geben uns die Änderungen in der Mächtigkeit der Stufe: obwohl die an den verschiedenen Lokalitäten festgestellte obere Grenze der Stufe nicht als synchron bezeichnet werden kann, so ist man doch zu der Annahme berechtigt, dass die Mächtigkeit der Stufe im Gebiet von Uhaku grösser ist als in der Umgegend von Lasnamägi und Paldiski. Auch in der Verteilung des Kukersits scheint eine gewisse Regelmässigkeit zu herrschen, und zwar findet man in den Schichten der Uhaku-Stufe bei Uhaku nur sehr spärliche Kukersiteinlagerungen, während in der Umgebung von Lasnamägi der Kukersitgehalt deutlich zugenommen hat.

Abgesehen von diesen allgemeinen Parallelisierungsversuchen muss man sich aber vorläufig darauf beschränken, die Profile der Uhaku-Stufe in diesen drei Gebieten als selbständige Entwicklungstypen zu betrachten. Eine genauere Parallelisierung wird erst dann möglich sein, wenn auch die fraglichen Schichten zwischen der produktiven Kukruse- und der Uhaku-Stufe genauer untersucht sein werden und eine genaue paläontologische Untersuchung aller Schichten durchgeführt ist.

### Die Mikrostruktur des Gesteins der Uhaku-Stufe.

Wie schon bei der allgemeinen Charakterisierung der Stufe betont wurde, ist für sie der verhältnismässig grosse Gehalt an terrigenen Bestandteilen bezeichnend. Mikroskopisch sind nur wenige Handstücke dieser Stufe betrachtet worden, und auf Grund dieser Untersuchungen kann man folgendes Bild über die Mikrostruktur des Gesteins der Uhaku-Stufe entwerfen:

In der Umgebung von Uhaku (44) ist die Grundmasse des Gesteins feinkörnig bis mikrokristallinisch. In dieser Grundmasse sind sehr zahlreiche, sehr kleine kalzitische Fossilienfragmente eingebettet (z. B. 1065 M, Uhaku (44 g) (Taf. XXVIII, 3)). Diesen Kalkstein kann man als typisch für die Uhaku-Stufe bezeichnen. In ihm kommen auch grössere Fossilienfragmente vor (z. B. 1066 M, Uhaku

(44 g) (Taf. XXVIII, 1)), aber ihre Menge und Verteilung ist schon in einem und demselben Handstück sehr grossen Schwankungen unterworfen. In grösserer oder kleinerer Zahl findet man in den Schliften auch rhomboedrische Dolomitkristalle, die aber sehr klein sind (1070 M, Uhaku (44 g) (Taf. XXVIII, 8, 9)).

In der Umgebung von Tallinn hat das Gestein der Uhaku-Stufe die gleiche Mikrostruktur: die Grundmasse ist feinkörnig, in dieser sind zahlreiche kleine Fossilienfragmente verteilt, stellenweise tritt uns eine stärkere oder schwächere Dolomitisation entgegen. In den obersten 2,10 m-Schichten ist an manchen Stellen recht reichlich Kukersit zu finden (999 M, Lasnamägi (21 c) (Taf. XXVIII, 5,6)).

Einer eigenartigen Ausbildung des Gesteins begegnen wir in der untersten Schicht der Uhaku-Stufe auf Väike-Pakri (3 n). Auch hier findet man in der feinkörnigen Grundmasse zahlreiche kleine, stellenweise ziemlich viele grosse Fossilienfragmente, neben diesen aber auch kleine radialkristallinische Kalzitnukleolen mit einem Durchmesser von ca. 0,2 mm (541 M, Väike-Pakri (3 n) (Taf. XXVII, 8)). Diese Kalzitnukleolen sind wahrscheinlich primär auf organogenem Wege entstanden. In anderen Fällen ist diese Mikrostruktur nicht beobachtet worden.

Vergleicht man nun die Mikrostruktur des Gesteins der Uhaku-Stufe mit demjenigen der Lasnamäe-Stufe, so kann man im allgemeinen feststellen, dass der Kalkstein der Uhaku-Stufe seiner Mikrostruktur nach feinkörniger ist, und die häufigsten Fossilienfragmente sind in ihm durchschnittlich kleiner. Kleiner sind auch im allgemeinen die Dolomitkristalle, deren Durchmesser augenscheinlich kaum 0,1 mm überschreitet. Trotz dieser Unterschiede ist es aber dennoch schwierig, ein zufälliges Handstück auf Grund seiner Mikrostruktur der einen oder der anderen Stufe zuzuschreiben. Das beste Unterscheidungsmerkmal stellt immer noch der Kukersit dar, dessen Anwesenheit im Dünnschliff auf die Zugehörigkeit des Stücks zur Uhaku-Stufe hinweist.

## Die obere Grenze der Uhaku-Stufe und die hangenden Schichten.

Wie aus der Literatur zu ersehen ist, wurde bisher im allgemeinen angenommen, dass die untere Grenze der Kukruse ( $C_2$ )-Stufe mit der oberen Grenze der Tallinna-Stufe (H. Bekker 1922) resp. mit der oberen Grenze der *Caryocystites*-Zone (K. Orviku 1927) identisch ist. Ebenso wurde allgemein angenommen, dass die Kukruse-Stufe unten mit der ersten (untersten) produktiven Kukersitschicht beginnt. Allerdings hat schon H. Bekker 1924 betont, dass die bisher zur Tallinna-Stufe (H. Bekker 1922) gezählten Schichten unterhalb der untersten produktiven Brennschieferschicht (A resp. I) teilweise noch mehr oder weniger stark bituminös sind, und er schlägt vor, die untere Grenze der Kukruse-Stufe weiter nach unten zu verlegen, um die noch deutlich bituminösen Schichten unter dem produktiven Brennschiefer in die Kukruse-Stufe mit einzubeziehen (S. 4). Trotz dieser Andeutungen gibt H. Bekker kein Profil der in Frage stehenden Schichten, und aus seiner Beschreibung der Kukruse-Stufe ersieht man, dass die Kukersitschicht A resp. I nach wie vor die untere Grenze der Stufe markiert.

A. Öpik 1928 betont von neuem, dass die untere Grenze der Kukruse-Stufe nicht mit der unteren Grenze der produktiven Kukersitschicht A resp. I zusammenfällt, da es noch „unnummerierte tiefste Schichten von  $C_2$ “ gibt (S. 4), und dass die von H. Bekker eingeführte untere Grenze der Kukruse-Stufe „faunistisch und zum Teil auch petrographisch nicht überzeugend wirkt. Zwischen der Schicht I und der *Caryocystites*-Zone sind Kalkbänke mit Kukersitlamellen eingeschaltet, welche die für  $C_2$  leitenden Formen enthalten“ (S. 5). Etwas weiter finden wir folgende Äusserung: „Diese Schicht I oder A ist also nicht die Grenzschicht, sondern nur die tiefste abbauwürdige Kukersitlage . . . Irgend welche scharfe Grenzen sind überhaupt nicht zu vermuten, weil keine Unterbrechungen (submarine Korrosionen ausgenommen) in der Sedimentation beobachtet worden sind“ (S. 5). Aber auch A. Öpik führt keine Detailprofile der unter der produktiven Kukersitschicht A liegenden bituminösen Schichten an.

Auch K. Orviku 1927 betont bei der Beschreibung der unvollständigen Profile von den Flüssen Koljala und Uuemõisa

(45), wo unter der produktiven Kukersitschicht weitere dünne Kukersitschichten festgestellt wurden, dass die untere Grenze der Kukruse-Stufe tiefer liegt als die untere Grenze der tiefsten produktiven Brennschieferschicht (S. 20—21).

In West-Estland, wo die produktiven Schichten der Kukruse-Stufe, wie sie im Osten ausgebildet sind, wegen des Fazieswechsels als solche nicht mehr zu erkennen sind, pflegt man die untere Grenze der Stufe zwischen der untersten noch deutlich erkennbaren Kukersitschicht und ihrem Liegenden zu ziehen. Dabei ist es fraglich, ob diese Grenze der untersten Grenze der produktiven Schichten im Osten entspricht.

Die eben angeführten Feststellungen zeigen, wie unsicher die Grenzführung zwischen der Kukruse-Stufe und ihrem Liegenden ist. Untersuchungen an den Detailprofilen der Uhaku-Stufe haben einiges faktische Material geliefert, auf Grund dessen auch diese Grenzfrage besser beurteilt werden kann.

Faunistisch sind die Schichten der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten von Schicht zu Schicht noch wenig untersucht; es scheint aber, dass eine scharfe faunistische Grenze zwischen beiden Stufen fehlt. Somit kann man bis jetzt die obere Grenze der Uhaku-Stufe nur auf Grund sedimentpetrographischer Beobachtungen festlegen. Bei der Grenzziehung in den einzelnen Profilen ist die erste deutliche Kukersitschicht nicht mehr zur Uhaku-Stufe gezählt worden. Ob dabei in allen untersuchten Profilen ein gleichzeitig entstandenes Sedimentationsniveau markiert wird, ist nicht sicher, aber scheinbar handelt es sich doch um einigemassen synchrone Sedimentationsphasen.

Betrachten wir jetzt von diesem Standpunkt aus die vorgeführten Profile der Uhaku-Stufe, so sehen wir, dass in allen östlichen Profilen über der Uhaku-Stufe eine ganze Serie von Schichten liegt, die durch das Vorkommen des Kukersits charakterisiert werden. Als Beispiel diene das Profil von Pärtliorg (44 c) (Prof. S. 197, Fig. 4, S. 228, Taf. XI, 3). Hier schliesst die Uhaku-Stufe nach oben zu mit einer Kalksteinbank ab, die unten mergelig beginnt, nach oben zu aber dichter und härter wird und schliesslich durch eine Diskontinuitätsfläche jäh abgebrochen wird; wir haben es also hier mit einer kontinuierlichen Sedimentationsveränderung zu tun, wie wir sie

wiederholt in den Schichten der in der vorliegenden Arbeit behandelten Stufen beobachten konnten. Diese Kalksteinbank ist in dieser Gegend als oberste Schicht der Stufe angesehen worden, weil die sie deckende Schicht unten sehr reich an Kukersit ist und sich dadurch scharf von dem Liegenden unterscheidet. Aufklärung über den Charakter der jüngeren Schichten gibt uns die Profilbeschreibung: es handelt sich hier um die Schichten I—VIII mit einer Gesamtmächtigkeit von 1,61+ m; diese liegen zwischen der Uhaku-Stufe und dem produktiven Teil der Kukruse-Stufe, und zu ihnen gehören auch die Schichten, die an den Flüssen Uuemõisa und Koljala (45), sowie am Purtse-Fluss bei Lohkuse (44 b) aufgeschlossen sind. Nach diesen kleinen fragmentarischen Profilen kann man sich allerdings keine genaue Vorstellung über die Mächtigkeit des zwischen der Uhaku-Stufe und dem produktiven Teil der Kukruse-Stufe gelegenen Schichtkomplexes machen.

Eine bessere Übersicht über diese hinsichtlich ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit fraglichen Schichten erhält man im Bohrprofil von U b j a. Hier trifft man die erste deutliche Kukersitschicht in der Tiefe von 18,55—18,58 m, wo sie die obere Grenze der Uhaku-Stufe markiert; dabei findet man Kukersitbeimengungen im mergeligen Kalkstein schon von 21,00 m Tiefe an. Oberhalb der Kukersitschicht in der Tiefe von 18,55—18,58 m tritt bis zur Tiefe von 16,60 m noch ein mergeliger Kalkstein auf, der dem durchschnittlichen Gestein der Uhaku-Stufe sehr ähnlich ist; es ist eine Aufgabe weiterer Untersuchungen festzustellen, ob nicht auch diese Schicht noch zur Uhaku-Stufe gezählt werden müsste.

Im Bohrloch von U b j a liegt die unterste produktive Kukersitschicht A resp. I der Kukruse-Stufe in einer Tiefe von 7,20 m. Da die obere Grenze der Uhaku-Stufe hier in einer Tiefe von 18,58 m festgestellt worden ist, so beträgt die Gesamtmächtigkeit der fraglichen Schichten in dieser Lokalität 11,38 m. Es handelt sich also um eine Schichtserie von beträchtlicher Mächtigkeit, über deren Geologie bisher noch nichts Näheres bekannt ist. Diese Schichtenserie wird durch starke Veränderlichkeit des Sedimentationsbildes charakterisiert, welche durch den verschiedenen Gehalt der einzelnen Schichten an terrigenen Bestandteilen und Kukersit bedingt wird. Es scheint, dass diese Schichten zusammen mit der Uhaku- und der Kukruse-Stufe eine kontinuierliche Sedimentationsreihe darstellen,

und die zwischen ihnen gezogenen Grenzen scheinen eine geringere stratigraphische Bedeutung zu besitzen, als man gewöhnlich für eine Stufengrenze beanspruchen kann. Die genauere Untersuchung dieser fraglichen Schichten soll in einer selbständigen Arbeit behandelt werden.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets ist die obere Grenze der Uhaku-Stufe in den Profilen ebenfalls dort festgelegt worden, wo die ersten einigermassen deutlichen Kukersitschichten auftreten (s. Profilbeschreibung von Lagedi, Lasnamägi (21 c) und Väike-Pakri (3 n) S. 193 und Profiltafel VI). Zusammen mit der Profilbeschreibung der Uhaku-Stufe ist die Beschreibung der hangenden Schichten gegeben, die der Kukruse-Stufe angegliedert werden. Es ist aber unmöglich, auf Grund der bisherigen Kenntnisse festzustellen, ob die fraglichen Schichten, die in Ost-Estland eine Mächtigkeit von über 11 m besitzen, in West-Estland ausgekeilt sind, oder ob sie hier teilweise noch vorhanden sind: eine Parallelisierung der angeführten Profile ist, soweit sie die fraglichen Schichten und die Kukruse-Stufe betrifft, noch verfrüht.

Zusammenfassend kann man sagen, dass eine eindeutige Festlegung der oberen Grenze der Uhaku-Stufe noch schwieriger ist als die Bestimmung der Grenze zwischen ihr und dem Liegenden. Die obere Grenze scheint ausserdem einen viel geringeren stratigraphischen Wert zu besitzen als die untere Grenze der Stufe: es ist eigentlich eine Grenze, die die fast kukersitfreien mergeligen Schichten von den kukersitreichen Schichten trennt und vorläufig als Stufengrenze angenommen worden ist. Durchaus möglich ist, dass zukünftige Untersuchungen die obere Stufengrenze in den einzelnen Profilen verschieben werden, wodurch dann der geologische Inhalt der Uhaku-Stufe entweder begrenzt oder erweitert würde.

## Kurze Übersicht über die bautechnische Verwendbarkeit des Gesteins der Aseri-, Lasnamäe- und Uhaku-Stufe.

Vom bautechnischen Standpunkt aus sind diejenigen Schichten der in Frage kommenden Stufen am besten für den Abbau geeignet, die möglichst reine Kalksteine oder Dolomite darstellen, die in genügender Mächtigkeit anstehen und in genügend dicken Bänken gebrochen werden können, ohne dass sie bei der Verwitterung in dünnere Schichten zerfallen.

Diesen Bedingungen genügt am besten der obere harte Kalkstein der Lasnamäe-Stufe (s. auch K. Orviku 1933, S. 82—89). Dieser Kalkstein, der eine Mächtigkeit von 6,40 m erreichen kann, bricht in bis zu 25 cm dicken, grossen und harten Bänken, die als solche der Verwitterung gegenüber sehr widerstandsfähig sind. Den gleichen Wert als Baumaterial besitzt auch die Dolomitbank der Lasnamäe-Stufe, die, zwar nur 40 cm mächtig, gleich unterhalb des oberen harten Kalksteins der Lasnamäe-Stufe liegt und deshalb leicht mit diesem zusammen abgebaut werden kann.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets wird in den meisten Kalkbrüchen gerade der obere harte Kalkstein der Lasnamäe-Stufe gebrochen. Die auch heute noch vielbenutzten Steinbrüche von Lasnamägi und Kadaka sind die grössten Kalksteinbrüche dieses Gebiets. In vielen kleineren Steinbrüchen werden wohl nur die oberflächlichen, zu dünnen Platten verwitterten Schichten des oberen harten Kalksteins abgebaut.

Die Schichten des unteren mergeligen Kalksteins der Lasnamäe-Stufe sind im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets wegen ihres grossen Gehalts an Tonbestandteilen für Bauzwecke weniger geeignet, da sie, der Verwitterung ausgesetzt, leicht zerfallen. Diese Schichten werden auch nur im Steinbruch von Paldiski (4 b) ausgenutzt.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets, wo eine Dreiteilung der Lasnamäe-Stufe bisher noch nicht durchgeführt werden konnte, kann man auch vom bautechnischen Standpunkt aus keinerlei besondere Einteilung der Schichten vornehmen. Es scheint, dass im östlichen Gebiet die unteren Schichten der Stufe, die hier am häufigsten aufgeschlossen sind, einen guten Baustein liefern, der um so besser ist, je stärker die Schichten dolomitisiert sind. Zu den grösseren Steinbrüchen, in denen

diese Schichten gebrochen werden, gehören: Kunda-Aru (39 c), Lügänuuse (43 g) und Narva (55 c); ihnen schliesst sich eine ganze Reihe kleinerer Steinbrüche an.

Das Gestein der Uhaku-Stufe ist seines hohen Tongehaltes wegen für Bauzwecke wenig geeignet. In den Steinbrüchen von Lasnamägi (21 c) werden allerdings auch diese Schichten abgebaut, da sie in unverwittertem Zustand in dicken Bänken brechen; aber diese verwittern rasch, und die Ausnutzung dieser Schichten ist auf die Steinbrüche von Lasnamägi beschränkt geblieben.

Unter den Schichten der Aseri-Stufe gibt es keine, die man allgemein als abbauwürdig bezeichnen könnte, da der verhältnismässig hohe Tongehalt gewöhnlich ihre bautechnischen Eigenschaften ungünstig beeinflusst. Nur im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets, wo die Schichten stark dolomitisiert sind, liefern sie einen guten Baustein; infolgedessen werden die Schichten der Aseri-Stufe in den Steinbrüchen von Narva (55) in weitem Ausmass abgebaut. Auch in den übrigen Teilen des Untersuchungsgebiets werden die Schichten der Aseri-Stufe, wenn sie eine genügende Mächtigkeit besitzen, von den Bauern in kleinen, am Glintrand zerstreuten Steinbrüchen ausgebeutet.

Diese kurze Übersicht gibt nur einen allgemeinen Hinweis auf die Verteilung der bautechnisch nutzbaren Schichten. Es sei hier aber bemerkt, dass die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen hinsichtlich der lithologischen Beschaffenheit, der Lagerungsverhältnisse und des Anstehenden der einzelnen Schichten auch ein praktisches Interesse besitzen und in weitem Umfang bei rationellem Abbau des Bausteins ausgenutzt werden können.

## Schriftenverzeichnis.

- Bassler, R. S.: The early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. — U. S. National Museum Bulletin, 77, Washington 1911.
- Bekker, H.: Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest. — Loodus, 1922, 3, 4 Tartu 1922.
- : Ajaloolise geoloogia õpperaamat — K./Ü. Loodus, Tartu 1923.
- : Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast — Stratigraphical and Paleontological Supplements on the Kukruse Stage of the Ordovician Rocks of Eesti (Estonia). — Acta et Commentationes Universitatis Dorpatensis A VI. 1, Tartu 1924 und Publications of the Geological Institution of the University of Tartu, 1, Tartu 1924.
- Eichwald, Ed. von: Kurze Anzeige einer geognostischen Untersuchung Ehistlands und einiger Inseln der Ostsee. — Die Urwelt Russlands, Heft 1, St. Petersburg 1840.
- : Neuer Beitrag zur Geognosie Ehistlands und Finnlands. — Die Urwelt Russlands, Heft 2, St. Petersburg 1842.
- : Die Grauwackenschichten von Liev- und Estland. — Bull. de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou, 27, 1, Moscou 1854.
- Engelhardt u. Ulprecht: Umriss der Felsstruktur Liv- und Ehistlands. — Karstens Archiv, 2, Berlin 1830.
- Eisenack, A.: Über Bohrlöcher in Geröllen baltischer Obersilurgeschiebe. — Zeitschrift für Geschiebeforschung, 10, Leipzig 1934.
- Happel, L.: Eineisenung und Vereisenung, abgegrenzt am Beispiel der devonischen Roteisenhorizonte der Eifel. — Senckenbergiana, 12, 1, Frankfurt a. M. 1930.
- Heim, A.: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. — Geologische Rundschau, 15, Leipzig 1924.
- Holm, G.: Bericht über geologische Reisen in Ehistland, Nord-Livland und im St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. — Verhandl. der Kaiserl. Mineral. Gesellschaft, N. S. 22, St.-Petersburg 1885.
- Hoyningen-Huene, F. von: Supplement zu der Beschreibung der Silurischen Ganiaden der Ostseeländer. — Verhandl. der Kaiserl. Mineral. Gesellschaft, Ser. II, 38, St.-Petersburg 1900.
- Kluppel, W.: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. — Geologische Rundschau, 7, Leipzig 1917.

- Koken, E.: Die Gastropoden des Baltischen Untersilurs. — Mémoires de L'Académie des Sciences de Russie, Sér. VIII, 37, 1, Leningrad 1925.
- Kupffer, A.: Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. — Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. I, 5, Dorpat 1870.
- Lamansky, W.: Die aeltesten silurischen Schichten Russlands (Etage B). — Mémoires du Comité Géologique, Nouvelle Série, 20, S.-Petersburg 1905.
- Mägdefrau, K.: Über einige Bohrgänge aus dem unteren Muschelkalk von Jena. — Palaeontologische Zeitschrift, 14, Berlin 1932.
- Orvik, K.: Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. — Acta et Commentationes Univ. Tartuensis (Dorpatensis) A XI, 6, Tartu 1927 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 5, Tartu 1927.
- : Die Rautenvariationen bei *Echinosphaerites aurantium* Gyll. und ihre stratigraphische Verbreitung im estnischen Ordovizium. — Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 8, Tartu 1927 (1927II).
- : Uhaku. Kirde-Eesti karstiaala stratigraafia ja geomorfoloogia. Mit deutschem Referat: Der Uhaku. Zur Stratigraphie und Geomorphologie des NO'estnischen Karstgebietes. — Sitzungsber. der Naturforscher-Gesellschaft bei der Univ. Tartu, 35, 3—4, Tartu 1929 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 14, Tartu 1929.
- : Der Asaphiden-Kalkstein (Ordovizium) im Bohrloch von Lagedi (Eesti). — Sitzungsber. der Naturforscher-Gesellschaft bei der Univ. Tartu, 36, 3—4, Tartu 1930 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 23, Tartu 1930.
- : Maavarad. Geoloogilisi ja majanduslikke andmeid Eestis leiduvate ja Eestisse veetavate maavarade kohta. — Teaduslikud õppe- ja käsi-raamatud nr. 20. K/Ü. „Loodus“, Tartu 1933.
- : Ehituslubjakivi murenemisvastupidavusest. Weathering consistency of Building Limestone. — Eesti Loodus, 4, Tartu 1936.
- Озерский, А.: Геогностический очерк Сѣверозападной Эстляндии. — Горный Журнал 1844.
- Raymond, P. E.: The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. — Bull. of the Museum of Comp. Zoology Harv. Coll., 56, 3, Cambridge Mass. U. S. A. 1916.
- Schmidt, Fr.: Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nörd-Livland und Oesel. — Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, Ser. I, 2, Dorpat 1858.
- : Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I: Phacopiden, Cheiruriden und Encrinuriden. — Mémoires de L'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg, Sér. VII, 30, 1, St.-Pétersbourg 1881.
- : Excursion durch Estland. — Guide des excursions du VII Congrès Géologique International, St. Pétersbourg 1897.

- Scupin, H.: Ostbaltikum (I. Teil) Algonkium, Paläozoikum und Mesozoikum. — Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt, 9, Gebrüder Borntraeger, Berlin 1928.
- Teichert, C.: Der estländische Gint. — Natur und Museum, 57, Frankfurt a. M. 1927.
- Öpik, A.: Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW-Estland. — Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A XII. 2, Tartu 1927 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 9, Tartu 1927.
- : Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. — Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A XVII. 1, Tartu 1930 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 20, Tartu 1930.
- : Ostracoda from the Ordovician Uhaku and Kukruse Formations of Estonia. — Annales Societatis Rebus Naturae Investigandis in Universitate Tartuensi Constitutae, 43 (1—2), Tartu 1937 und Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu, 50, Tartu 1937.

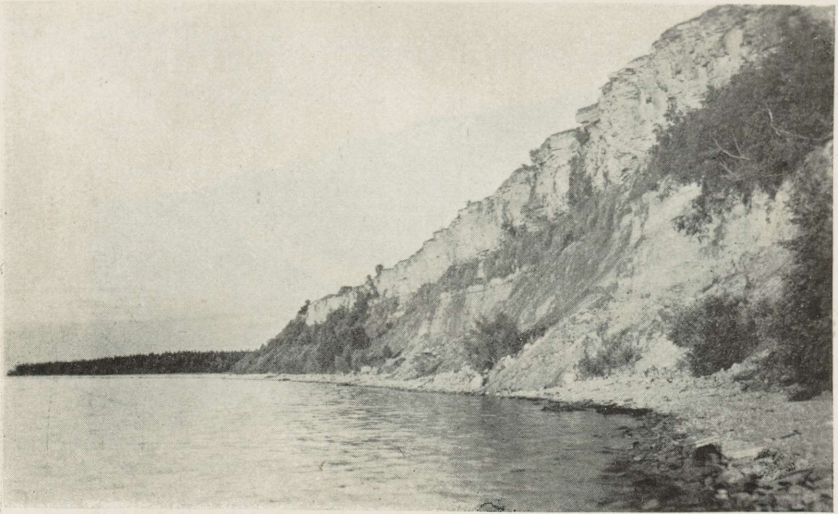
# Tafeln, Profiltafeln und Karten mit Erklärungen.

## Tafel I.

Abb. 1. Glin t von P ä i t e (50), unweit Türsamäe (im östlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie). Die Glin twand wird nur zum Teil von den Schichten der Tallinna-Serie gebildet, wobei sich am Aufbau des oberen Glintrandes die Schichten der Aseri-Stufe nur in geringer Mächtigkeit beteiligen; die Schichten der Lasnamäe-Stufe erreichen in dieser Gegend überhaupt nicht den Glintrand.

Photo Joh. Triefeld, Rakvere.

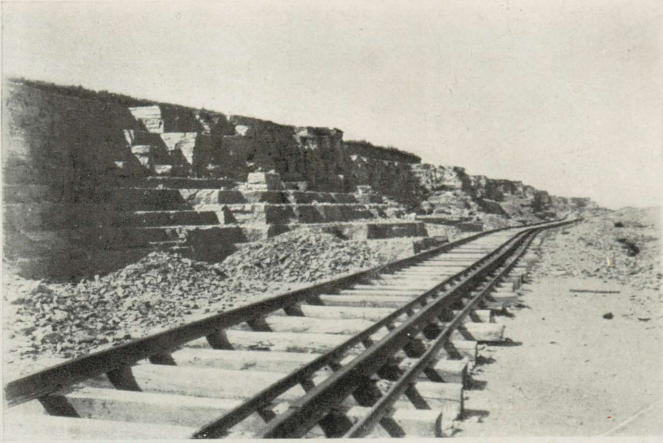
Abb. 2. Glin t von Väike-Pakri südöstlich von Vesternäs (südöstlich von 3e) (im westlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie). Die Glin twand besteht fast ausschliesslich aus den Kalksteinschichten der Tallinna-Serie, wobei der obere, überhängende Teil der Glin twand von den Schichten der Lasnamäe-Stufe gebildet wird, die hier in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Die Brandungshohlkehle links im Vordergrund hat sich auf Kosten der Schichten der *Vaginatum*- und, tiefer unten, der *Megalaspis*-Stufe gebildet. Die grossen abgebrochenen Schollen im Hintergrund gehören der Lasnamäe-Stufe an.



1



2



1



2

**Tafel II.**

Abb. 1. Steinbruch von Aseri (41e) — Typlokalität der Aseri-Stufe. Die Eisenbahnlinie liegt an mehreren Stellen auf der unteren Grenzfläche der Aseri-Stufe. Den unteren Teil der Profilwand bilden die Schichten der Aseri-Stufe, den oberen Teil — die unteren Schichten der Lasnamäe-Stufe (s. Taf. II, 2).

Abb. 2. Steinbruch von Aseri (41e). Das Profil der ganzen Aseri-Stufe: der Fuss des Profils entspricht der unteren Grenze der Stufe, die obere Grenze ist durch einen schwarzen Strich markiert; oben — die unteren Schichten der Lasnamäe-Stufe (Prof. S. 56).

## Tafel III.

Abb. 1. Steinbruch am Glintrand von Ondika (47a). Einer der typischen kleinen Steinbrüche in den Schichten der Aseri-Stufe. Durch die schwarzen Striche sind die unterste und oberste Grenze der Aseri-Stufe markiert (Prof. S. 57).

Abb. 2. Steinbruch am Glintrand bei Valaste (47e). Einer der typischen kleinen Steinbrüche in den Schichten der Aseri-Stufe am Glintrand zwischen Saka und Pühajõe. 30 — die unterste Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe (Prof. S. 57).

Abb. 3. Steinbruch „Abeli“ in Narva (55d). Vollständiges Profil der Aseri-Stufe. Der Boden des Steinbruchs entspricht ungefähr der unteren Grenze der Aseri-Stufe, 1 — Asaphiden-, 2 — *Echinospaerites*- und 3 — Cephalopoden-Kalkstein, bei dem 3a der 45 cm dicke oolithische Kalkstein ist, 4 — Lasnamäe-Stufe.

Abb. 4. Rechtes Steilufer des Sõtke-Flusses gegenüber dem Gesinde Kallasvälja (51g). Das Profil der ganzen Aseri-Stufe: 1 — Asaphiden-, 2 — *Echinospaerites*- und 3 — Cephalopoden-Kalkstein (Prof. S. 59).

21



4



1



3



1



2

## Tafel IV.

Abb. 1. Die grossen Steinbrüche von Lasnamägi (21c) — Typlokalität der Lasnamäe-Stufe. Aufgenommen von Süden in der Richtung des roten Leuchtturms (21d) am Glintrand bei Kadriorg. Allgemeine Übersicht.

Abb. 2. Die grossen Steinbrüche von Lasnamägi (21c). Eine Aufnahme, auf der die Lasnamäe-Stufe in ihrer ganzen Mächtigkeit zu sehen ist: 1 — die obere Grenze der Stufe, darüber die Schichten der U h a k u-Stufe, 4 — die untere Grenze der Stufe, darunter die Schichten der A s e r i-Stufe, 3 — die Dolomitbank, 2 — die mittlere Diskontinuitätsfläche im oberen harten Kalkstein, 1—3 — der obere harte Kalkstein, 3—4 — der untere mergelige Kalkstein (Prof. S. 144).

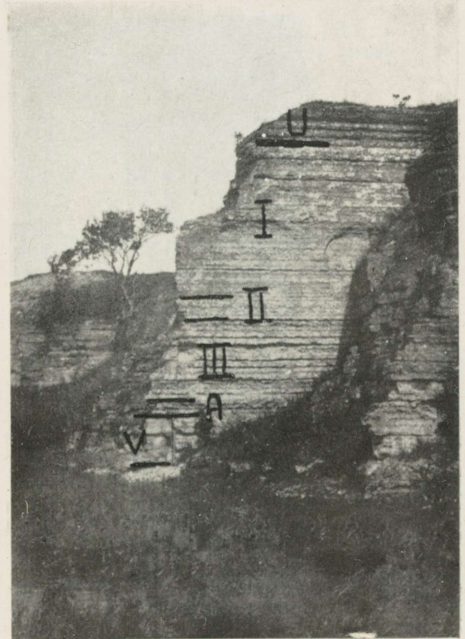
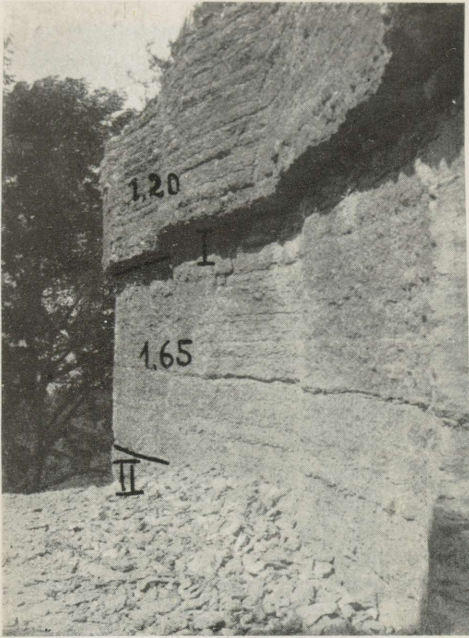
## Tafel V.

Abb. 1. Wellige Diaklasfläche im Steinbruch von Suhk-  
rumägi (21h), wo die Schichten der Lasnamäe-Stufe aufgeschlossen  
sind: II — die Dolomitbank und I — der obere harte Kalk-  
stein, dessen untere 1,65 m dickbankig, dessen obere 1,20 m in dünnen  
Platten mit Roströhren verwittert sind (Prof. S. 144).

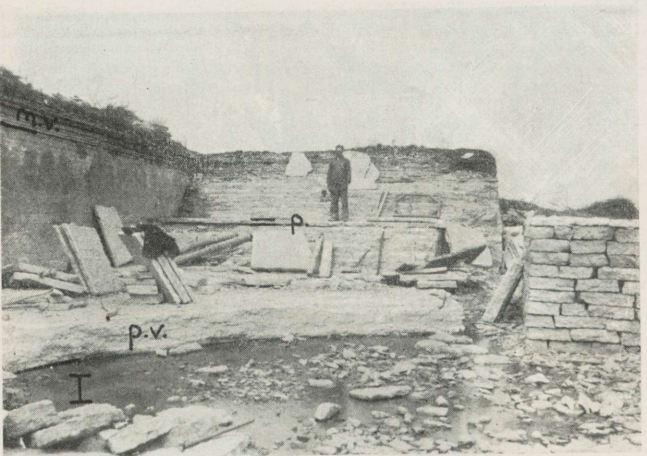
Abb. 2. Die Lasnamäe-Stufe am Glint von Telinömmе (11g):  
I — der obere harte Kalkstein, II — die Dolomitbank,  
III — der untere mergelige Kalkstein, A — Aseri-Stufe  
(Prof. S. 142).

Abb. 3. Stark verwitterte Glintwand bei Mäeküla (17e),  
V — *Vaginatium*- und *Megalaspis*-Stufe, A — Aseri-Stufe. Lasnamäe-  
Stufe: I — die überhängenden Schichten des oberen harten Kalk-  
steins (3,70 m), II — die Dolomitbank (0,40 m), III — der untere  
mergelige Kalkstein (2,20 m), der infolge der Verwitterung mehr  
oder weniger tiefe Hohlkehlen bildet (Prof. S. 143).

Abb. 4. Südecke der Aussenwand der alten Festungsbauten am Glint  
von Paldiski (4c). Aufgeschlossen ist die Lasnamäe-Stufe in ihrer  
ganzen Mächtigkeit (V — *Vaginatium*-Stufe, A — Aseri-Stufe, U —  
Uhaku-Stufe). Man sieht im unteren Teil des Profils die stärker verwitter-  
ten Schichten des mergeligen Kalksteins (III) (1,10 m), nach  
oben zu aber den weniger verwitterten harten Kalkstein (I) (2,95 m),  
dessen obere 1,30 m dünnschichtiger sind; II — die Dolomitbank.



3



4



1



2



## Tafel VI.

Abb. 1. Einer der westlichen Steinbrüche von Kadaka (18a) (Prof. S. 143). Die Lasnamäe-Stufe: I — der obere harte Kalkstein und daselbst 50 — die obersten dünnen Platten, × — das *Asaphus devexus*-Niveau und d. p. — die mittlere Diskontinuitätsfläche; II — die Dolomitbank; III — die obersten Schichten des unteren mergeligen Kalksteins.

Abb. 2. Einer der Steinbrüche von Harku am Glintrand (16c). Die Lasnamäe-Stufe: I — den Boden des Steinbruchs bildet die Dolomitbank, die hier nicht angebrochen ist. Alle darüberliegenden Schichten (3,35+ m) gehören dem oberen harten Kalkstein an, der in der Nähe der Untergrundoberfläche in dünne Platten zerfallen ist; m.v. — die Schichten, die als „mullavalge“, p.v. — die Bank, die als „põhjalvalge“ und p. — die Schicht, die als „poriarssin“ bekannt ist.

Abb. 3. Steinbruch von Paldiski (4b). Abgebaut werden die Schichten der Lasnamäe-Stufe: — = die obere Grenze der Stufe, die untere Grenzfläche wird vom Boden (A — Aseri-Stufe) des Steinbruchs gebildet. Die hängenden Schichten sind hier die Schichten der Uhaaku-Stufe (U) (Prof. S. 141).

Abb. 4. Steinbruch von Kunda-Aru, östlich der Eisenbahnlinie (39c). Hier sind die Schichten der Lasnamäe-Stufe in einer Mächtigkeit von 2,70+ m aufgeschlossen.

## Tafel VII.

Abb. 1. Glint von Väike-Pakri, und zwar die NO-Front zwischen 3m und 3n. Die Glintwand wird hauptsächlich aus den Schichten der Lasnamäe-Stufe gebildet: I — der obere harte Kalkstein, II — die Dolomitbank, III — der untere mergelige Kalkstein, dessen unterste helle harte Schicht (x) sehr deutlich im Bild zu sehen ist (Prof. S. 141). Tiefer unten liegen die Schichten der Aseri- (A), *Vaginatum*- (V) und *Megalaspis*- (M) Stufe aufgeschlossen.

Abb. 2. Stark verwitterte NNO-Ecke der Glintwand bei den Steinbrüchen von Kadaka (18c). Die Lasnamäe-Stufe: man sieht die deutlich hervortretende Dolomitbank (II) (0,40 m) oberhalb des in dünnen Schichten verwitternden mergeligen Kalksteins (III) (2,10 m); über der Dolomitbank liegen die der Verwitterung gegenüber widerstandsfähigeren Schichten des oberen harten Kalksteins (I) (2,00+ m).

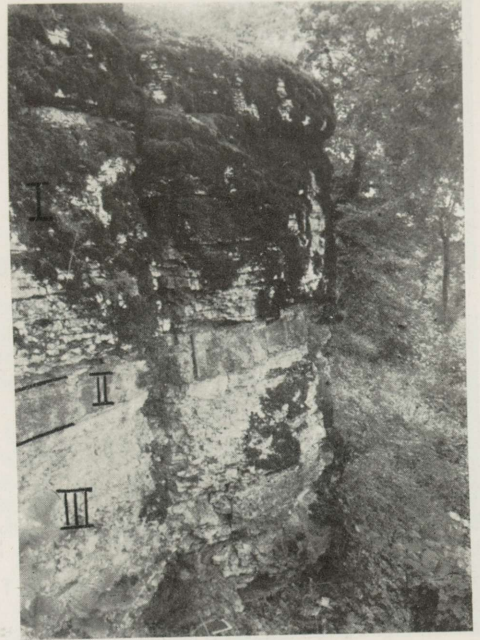
Abb. 3. Profil der Lasnamäe-Stufe in den alten Festungsbauten zwischen dem Gemeindehaus Iru und dem Glint (24c). I — der obere harte Kalkstein (1,00+ m), II — die Dolomitbank (0,47 m), III — der obere Teil des unteren mergeligen Kalksteins (1,65 m). Zwischen den beiden letzteren sieht man den mergeligen stark verwitterten, 18 cm mächtigen Kalkstein (x), in welchem viele *Christiania*-Schalen angehäuft sind (Prof. S. 145).

Abb. 4. Alte Festungsbauten bei Iru (24c). M — *Megalaspis*-Stufe, V — *Vaginatum*-Stufe, A — Aseri-Stufe, L — Lasnamäe-Stufe. Innerhalb der Aseri-Stufe sind die 15+3 cm-Schichten unten und die 12 cm-Schicht im oberen Teil stark verwittert (Prof. S. 52). Bei der Lasnamäe-Stufe kann man die unteren dickbankigen 70 cm-Schichten von den dünnplattigen hangenden 65 cm-Schichten unterscheiden. Die oberste Schicht des Profils entspricht der 18 cm-Schicht mit vielen *Christiania*-Schalen (Prof. S. 145).

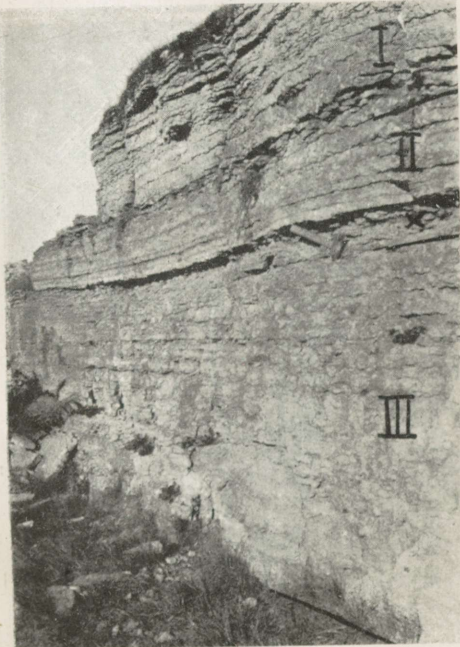
1



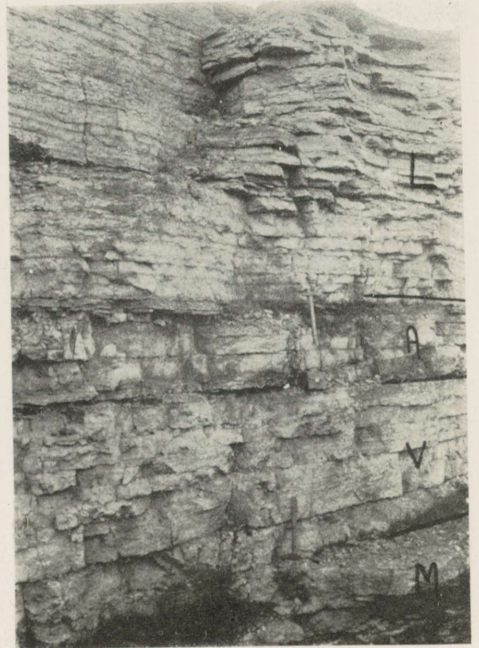
2



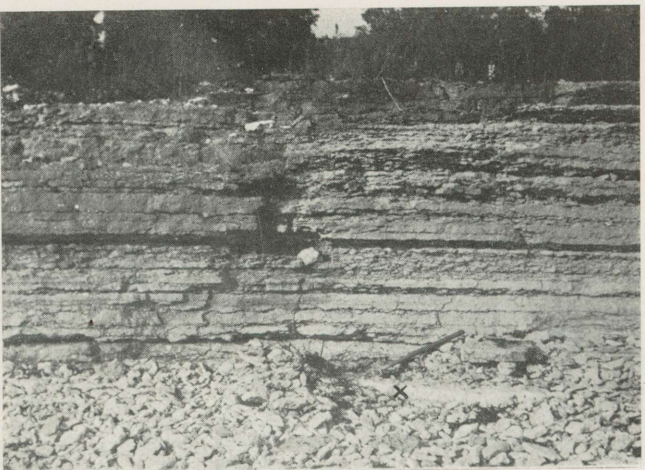
3



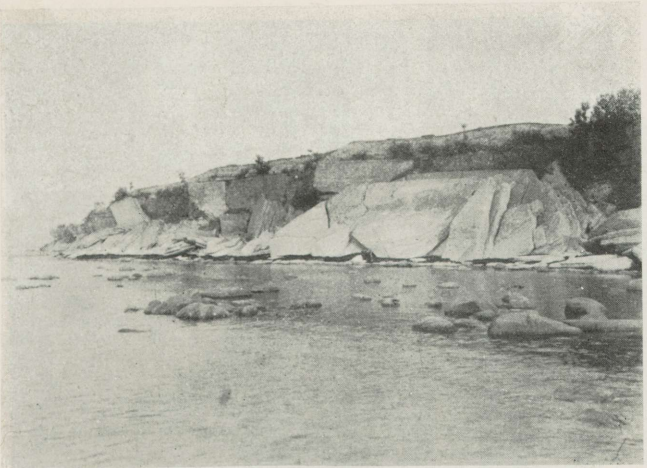
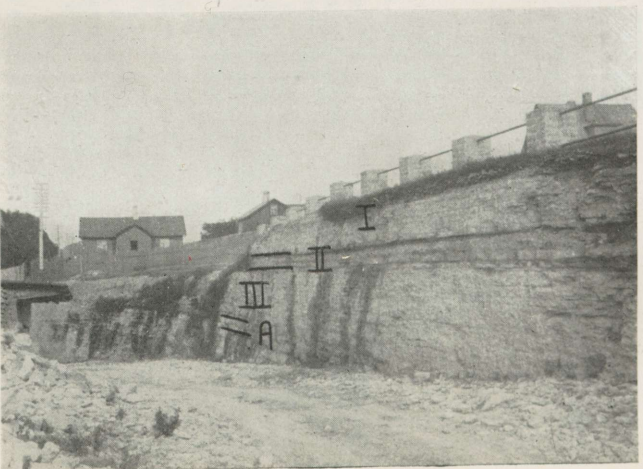
4



21



4



1



3

## Tafel VIII.

Abb. 1. NO-Front des Glints von Väike-Pakri bei Vesternäs (3h). Die Glintwand wird von einer nahezu ununterbrochenen Reihe grosser, plattenförmiger Schollen umsäumt, die hauptsächlich aus den Schichten der Lasnamäe-Stufe bestehen und sich von der Glintwand den Diaklasspalten entlang losgelöst haben.

Abb. 2. Untere mergelige Kalksteine der Lasnamäe-Stufe am Strand südlich des Hafens von Paldiski (4d). Die Schicht unmittelbar unter dem Hammer (X) ist die unterste helle, harte Schicht der Stufe. Auf diesem Bild sieht man deutlich die starke Verwitterung der Schichten, wobei die dunklen Teile (links) Dolomit, die helleren (rechts) Kalkstein sind.

Abb. 3. NW-Front des Glints von Väike-Pakri (3a). Treppenförmig ansteigende Schichten des unteren mergeligen Kalksteins (III) der Lasnamäe-Stufe, deren unterste Schicht (X) auch hier durch die Härte und die helle Farbe hervortritt. A — die Aseri-Stufe, V — die *Vaginatium*-Stufe. Die anstehenden Schichten sind mit Strandwallgrus bedeckt.

Abb. 4. Aufstieg der Koidula-Strasse zum Glintrand von Lasnamägi (21b). A — Aseri-Stufe, darunter noch die *Vaginatium*- und die *Megalaspis*-Stufe; die *Lasnamäe*-Stufe (Prof. S. 144): III — der untere mergelige Kalkstein (2,20 m), II — die Dolomitbank (0,60 m), I — der obere harte Kalkstein (1,00 + m). Besonders deutlich lässt sich hier die Dolomitbank verfolgen.

## Tafel IX.

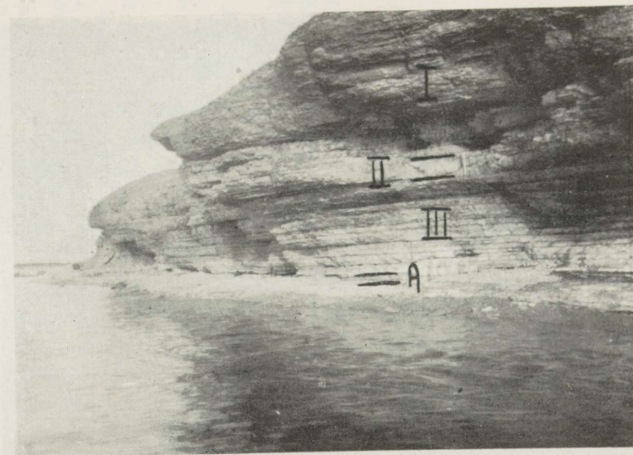
Abb. 1. Glint von Osmussaar etwas südöstlich vom Nordhafen (1c). Die Schichten der Lasnamäe-Stufe erheben sich treppenförmig über dem Meeresspiegel. Das fossilienreiche Niveau ist durch die gestrichelte Linie markiert (Prof. S. 141.).

Abb. 2. Glint von Osmussaar beim Leuchtturm (1b). Der treppenförmig aufsteigende Teil der Brandungshohlkehle wird von den unteren harten Schichten des unteren, mergeligen Kalksteins der Lasnamäe-Stufe gebildet, die überhängenden Schichten der Hohlkehle bestehen aus den oberen, mergeligeren Schichten des genannten Kalksteins. Die untere Grenze der Lasnamäe-Stufe liegt ungefähr auf der Höhe des Meeresspiegels.

Abb. 3. NO-Front des Glints von Osmussaar nördlich vom Fischerhafen (1f). Die untere Grenze der Lasnamäe-Stufe liegt hier auf der Höhe des Meeresspiegels. Die treppenförmig ansteigenden Kalksteine entsprechen dem unteren Teil des unteren mergeligen Kalksteins, die Brandungshohlkehle entspricht dem oberen, mergelreicheren Teil dieses Kalksteins der Lasnamäe-Stufe. Die überhängenden, eine den Diaklasflächen entsprechende Steilwand bildenden Schichten gehören der Dolomitbank und dem oberen harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe an, die hier mit Strandwallgrus bedeckt sind.

Abb. 4. Glint von Suur-Pakri bei Byshytten (2c). Die Glintwand ist fast ausschliesslich aus den Schichten der Lasnamäe-Stufe aufgebaut: I — der obere harte Kalkstein (2,20 + m), II — die Dolomitbank (0,40 m), III — der untere, mergelige Kalkstein (1,25 m), dessen unterer Teil (0,55 m) härter, und dessen oberer Teil (0,70 m) mergeliger ist und leichter verwittert. Auch hier ist die unterste Schicht der Stufe (rechts unten) durch grössere Härte und hellere Färbung gekennzeichnet. A — Aseri-Stufe.

21



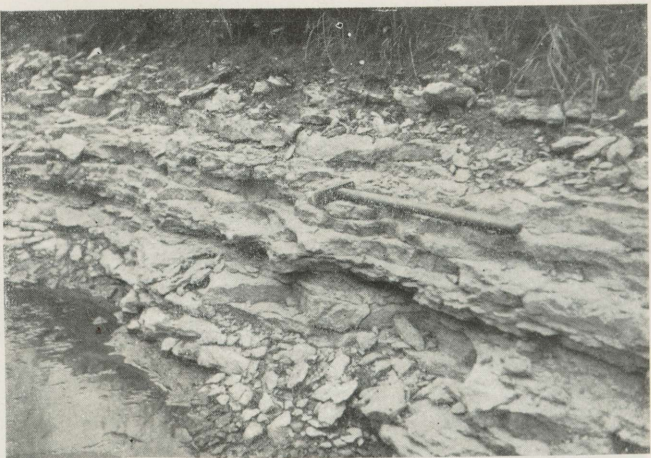
4



1



3



## Tafel X.

Abb. 1. Vertieftes Flussbett des Keila-Flusses oberhalb des Wasserfalls von Keila-Joa (10b) mit den Schichten der Lasnamäe-Stufe. Von hier stammen die beschriebenen Handstücke mit Bohrlöchern vom *Trypanites*-Typus (s. S. 171).

Abb. 2. Entwässerungsgraben in den Schichten der Lasnamäe-Stufe westlich vom Dorfe Türsamäe (51k), in dem das Niveau des *Asaphus devevius* aufgeschlossen ist (durch die Lage des Hammers markiert) (Prof. S. 162).

Abb. 3. Einer der kleinen Steinbrüche auf dem Alvar bei Iru (24) mit dem oberen harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe, in dem nur die oberen, dünnen Platten abgebaut werden, die als Pflastersteine Verwendung finden.

Abb. 4. Steinbruch von Lügänuše (43g) — einer der grossen Steinbrüche der Lasnamäe-Stufe in Ost-Estland. Abgebaut werden die unteren Schichten der Stufe. Links hinten beim Gesinde befindet sich die Lokalität 43e am linken Ufer des Purtse-Flusses mit dem Profil der Aseri-Stufe. Das Bild ist typisch für die Steinbrüche der Tallinna-Serie: die in Zick-Zack-Linie verlaufende Arbeitsfront ist durch die Diaklase bedingt. Das Abraummateriale stammt grösstenteils aus den obersten, stark verwitterten Schichten.

## Tafel XI.

Abb. 1. Linkes Ufer des Purtse-Flusses bei Kõrgekallas (44f). Aufgeschlossen sind die obersten (1c—13) Schichten der Uhaku-Stufe (Prof. S. 197). Der durch Vertikalstriche abgegrenzte Teil des Profils ist auf Taf. XII, 2 in Nahaufnahme wiedergegeben worden.

Abb. 2. Linkes Ufer des Uhaku-Flusses gegenüber dem Gesinde Paemurru (44h). Aufgeschlossen sind die unteren (12—19) Schichten der Uhaku-Stufe (Prof. S. 197). Der durch Vertikalstriche abgegrenzte Teil des Profils ist auf Taf. XII, 1 in Nahaufnahme wiedergegeben worden.

Abb. 3. Linkes Ufer des Purtse-Flusses bei Pärtliorg (44cI). Aufgeschlossen sind die obersten Schichten (1—2) der Uhaku-Stufe und ihre hangenden Schichten (I—VIII) (Prof. S. 197 und Fig. 4—I).

In allen angeführten Aufschlüssen sind die Schichten stark verwittert, wodurch die verschiedene Verwitterungsbeständigkeit der Schichten sehr deutlich zum Ausdruck kommt.

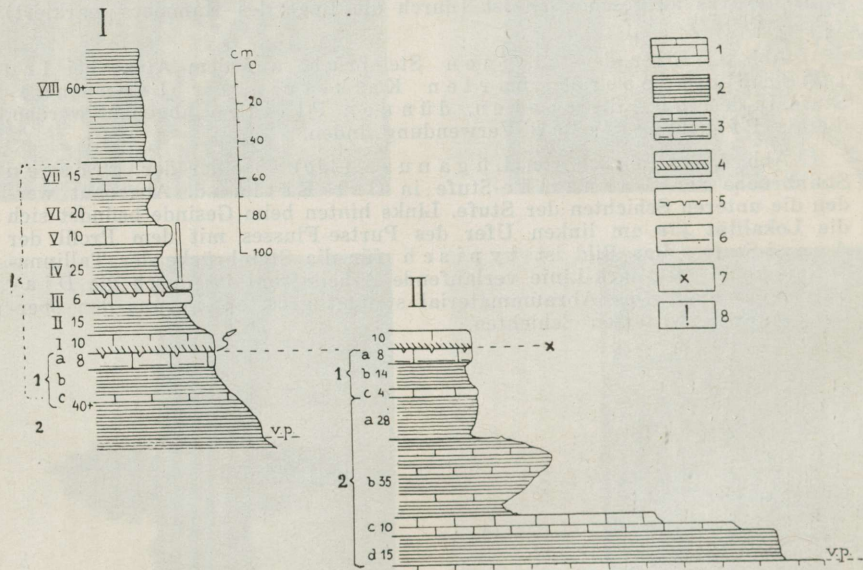


Fig. 4. Profile der Uhaku-Stufe und der hangenden Schichten am Purtse-Fluss: I — am linken Ufer bei Pärtliorg, gegenüber dem Gesinde Põllu (44cI) und II — am selben Ufer, aber etwas stromabwärts (44cII).

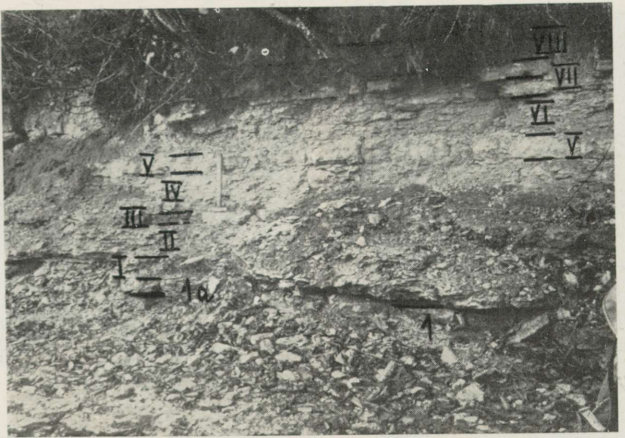
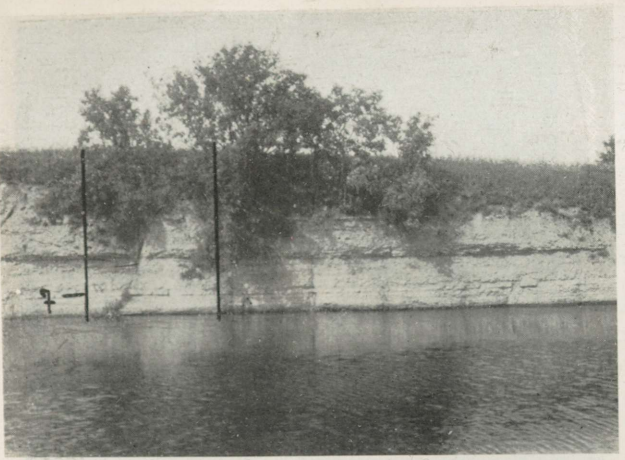
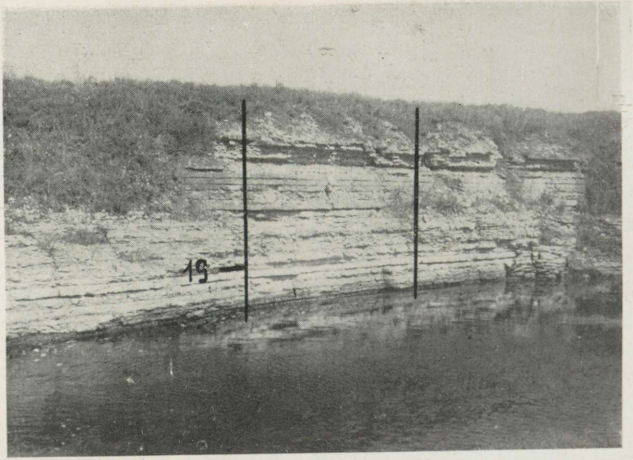
Schichten I—VIII — Hangendes der Uhaku-Stufe.

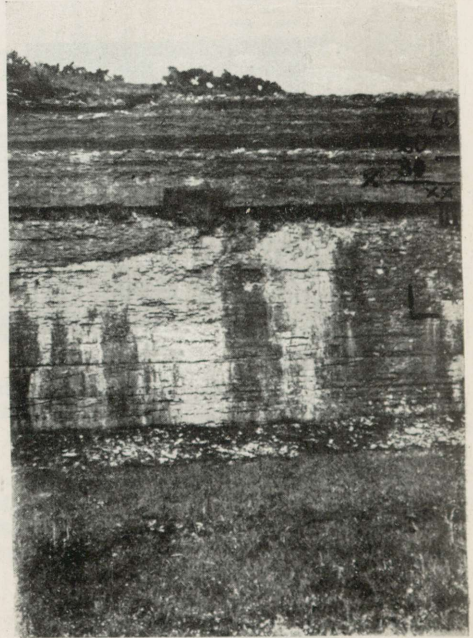
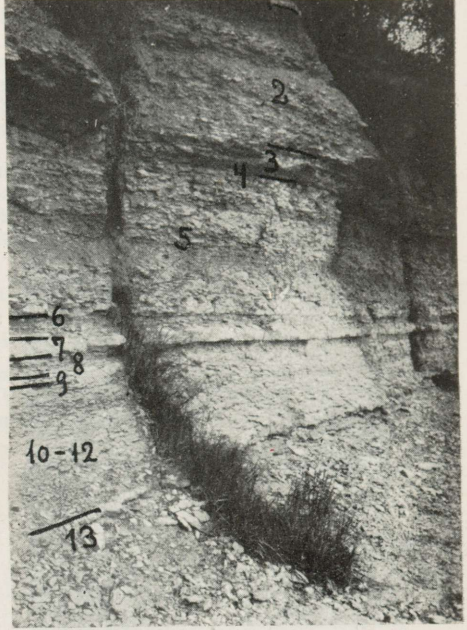
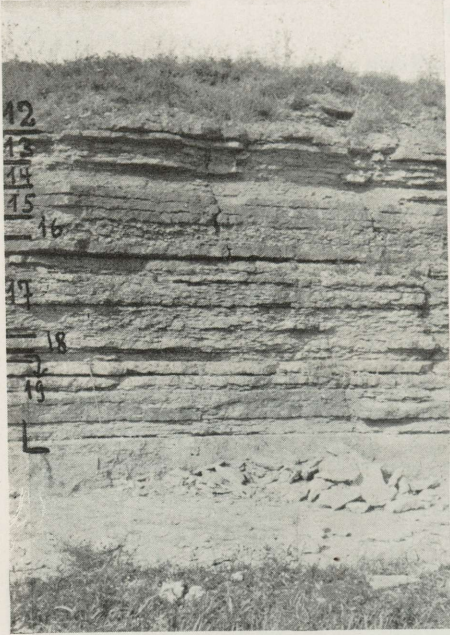
Schichten 1—2 — Uhaku-Stufe (s. Prof. S. 197).

x — obere Grenze der Uhaku-Stufe.

Das Profil 44 cI ist auch auf Taf. XI, 3 wiedergegeben. Zeichenerklärung s. Profiltafel VI.

21





## Tafel XII.

Abb. 1. Linkes Ufer des U h a k u-Flusses gegenüber dem Gesinde P a e m u r r u (44h). Detailprofil der unteren Schichten (12—19) der U h a k u-Stufe und der obersten Schichten der L a s n a m ä e-Stufe (L) (Prof. S. 197) (s. Taf. XI, 2).

Abb. 2. Linkes Ufer des P u r t s e-Flusses bei K ö r g e k a l l a s (44f). Detailprofil der oberen Schichten (1c—13) der U h a k u-Stufe (Prof. S. 197) (s. Taf. XI, 1).

Die Nummern bei den einzelnen Schichten entsprechen den Nummern der Schichten bei der Profilbeschreibung S. 197.

Abb. 3. Profil der U h a k u-Stufe und der hangenden Schichten in den grossen Steinbrüchen von L a s n a m ä g i (21c). Aufgeschlossen ist die ganze U h a k u-Stufe (2,10 + 0,60 m). Da die Profilwand nur kurze Zeit der Verwitterung ausgesetzt werden ist, so kommt hier die geringe Verwitterungsbeständigkeit der U h a k u-Stufe nicht zum Ausdruck. X — die obere Grenze der U h a k u-Stufe. 20 und 7 — die untersten Schichten des Hangenden. (Prof. S. 194).

Abb. 4. Profil der L a s n a m ä e- (L) und des unteren Teils (30 + 20 + 60) der U h a k u-Stufe im nördlichen Teil der alten Festungsbauten an der Ostküste von V ä i k e- P a k r i (3n). X — obere Grenze der L a s n a m ä e-Stufe, darunter die harten, durch Diskontinuitätsflächen charakterisierten Schichten (15 + 13 + 11) (XX) der L a s n a m ä e-Stufe (s. Profiltafel V u. Prof. S. 141). Tiefer liegen stark verwitterte Schichten (III), die den oberen Schichten von 1,75 m der L a s n a m ä e-Stufe entsprechen. Unter den Schichten der U h a k u-Stufe ist die mit 20 bezeichnete Schicht wegen ihrer starken Verwitterung leicht zu erkennen (s. Prof. S. 193).

## Tafel XIII.

Abb. 1. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (944) bei Katleri (23a). Die mit einer Kruste bedeckten Höcker sind niedriger und liegen undichter als im Osten (vgl. Taf. XIII, 2). Die niedrigeren Partien der Diskontinuitätsfläche sind mit Gestein der Aseri-Stufe bedeckt.  
Etwas verkleinert (4/3).

Abb. 2. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (941) aus dem Steinbruch von Aseri (41e). Man sieht deutlich die höckerige, rostbraune Oberfläche (dunkler) der Diskontinuität, die teilweise mit der hangenden oolithischen Schicht (heller, mit dunklen Pünktchen) bedeckt ist.  
Etwas verkleinert (4/3).

Abb. 3. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe im alten Steinbruch bei Narva (55h), von der Oberfläche aus betrachtet: die dunkleren Teile sind die aus dem hangenden Gestein hervorragenden Gipfel der Höcker.  
Ca. 10 × verkleinert.

Abb. 4. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe in einem kleinen Steinbruch von Kõrgküla (42g). Man sieht deutlich die höckerige, teils mit hangendem oolithischem Gestein bedeckte Oberfläche.  
Ca. 3 × verkleinert.

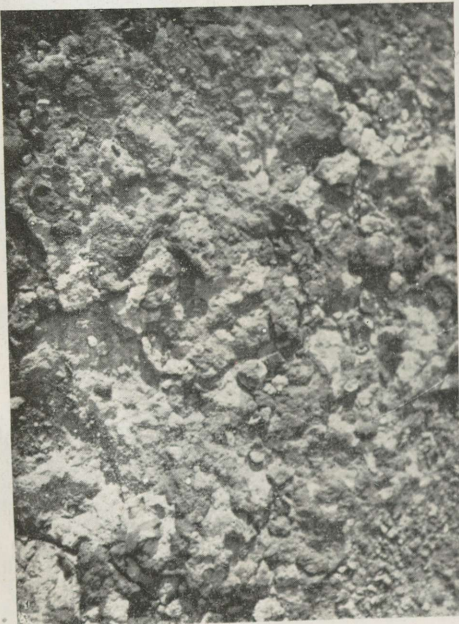
1



2



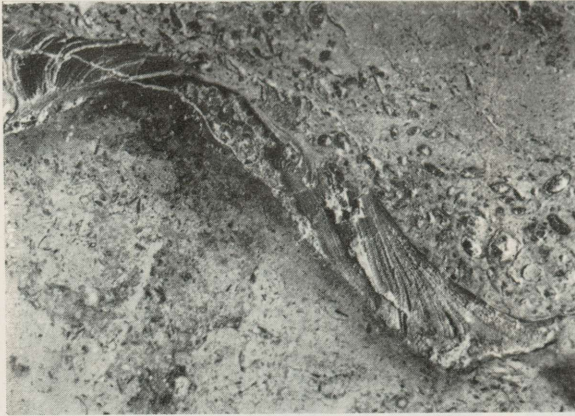
3



4



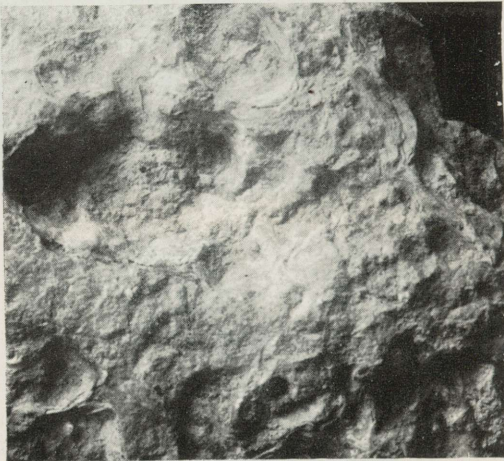
1



2



3



4



5



6



## Tafel XIV.

Abb. 1. Querschnitt der feinschichtigen Kruste über der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (150, Lasnamägi (21b)). Man sieht deutlich, dass der obere Teil der Kruste abgetragen worden ist, bevor die Sedimentation des hangenden oolithischen Kalksteins eingesetzt hat.  $4 \times$  vergrößert.

Abb. 2. Einer der Höcker der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (364, Ubari (29g)), mit einer Kruste bedeckt. Die feine Schichtung der letzteren tritt sehr deutlich hervor.  $5 \times$  vergrößert.

Abb. 3. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (359, Joaveski (34g)). Das Oberflächenrelief ist verhältnismässig flach, die Oberfläche ist grösstenteils mit einer Kruste bedeckt (s. Taf. XIV, 4). Etwas verkleinert (4/3).

Abb. 4. Feinschichtige Kruste der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (359, Joaveski (34g)).  $5 \times$  vergrößert.

Abb. 5. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (284, Osmussaar (1d)). Die Höcker sind flach und niedrig geworden, aber auch weiterhin mit einer Kruste bedeckt (s. Taf. XXXIII, 6). Etwas verkleinert (4/3).

Abb. 6. Ein Spiegelbild der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (149, Lasnamägi (21b)) mit sehr deutlicher Kruste. Etwas verkleinert (4/3).

## Tafel XV.

Abb. 1. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (991) aus dem Steinbruch von Peetri (53m). Man sieht deutlich das gegen das Hangende scharf abgegrenzte Gestein der *Vaginatium*-Stufe, dessen oberer Teil mehr oder weniger tief mit Eisenoxyd imprägniert ist (vgl. dem Bild dunkel) (s. dasselbe Taf. XXXIII, 1 unter 991).

2 × verkleinert.

Abb. 2. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (943) aus dem Entwässerungskanal von Katleri (23a). Gut zu sehen ist der höckerige Verlauf der Grenzlinie zwischen dem oolithischen Gestein der Aseri-Stufe und dem mit Eisenoxyd verschieden tief imprägnierten Gestein des Liegenden (s. auch Taf. XVI, 3, 4), in dem etwas tiefer auch die älteren Grabgänge sichtbar sind (vgl. auch dasselbe auf Taf. XXXIII, 2 unter 943).

2 × verkleinert.

Abb. 3. Wellige Diskontinuitätsfläche mit starker Pyrit-imprägnation in der Lasnamäe-Stufe im Profil von Suhkrumägi (21h), ca. 1 m über der Dolomitbank (948).

2 × verkleinert.

Abb. 4. Detailprofil des unteren Teils der Aseri-Stufe (403) aus Liikva (13c) (entspricht der linken Hälfte der Taf. XXXIII, 4).

Man sieht eine mit dem typischen oolithischen Gestein der Aseri-Stufe gefüllte Vertiefung der Diskontinuitätsfläche, deren unterer Teil als Grabgang bezeichnet werden kann. Die Schicht zwischen den beiden sichtbaren Diskontinuitätsflächen mit phosphatischer Imprägnation ist der grünlich-graue feinkörnige Sandkalkstein, dessen stratigraphische Stellung noch unsicher ist.

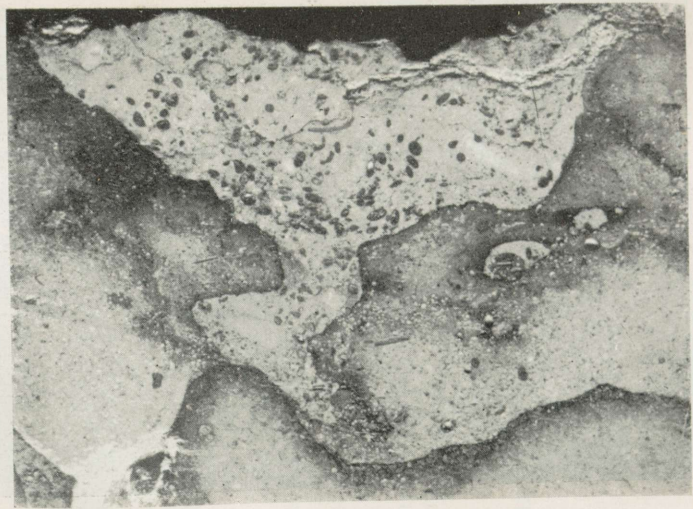
2 × vergrößert.

Abb. 5. Diskontinuitätsfläche zwischen dem unteren und oberen Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe (390) bei Lasnamägi (21b).

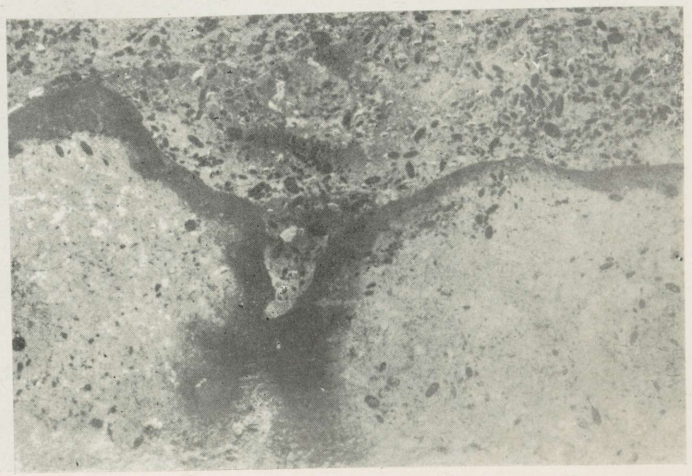
Die Diskontinuitätsfläche ist im Profil dargestellt; sie wird von einer ausgesprochen eisenoxydischen Imprägnation (auf dem Bild schwarz) begleitet. Die durch die Diskontinuitätsfläche getrennten Schichten unterscheiden sich auch lithologisch scharf voneinander, vor allem durch ihren Ooidengehalt.

2 × vergrößert.

4



5



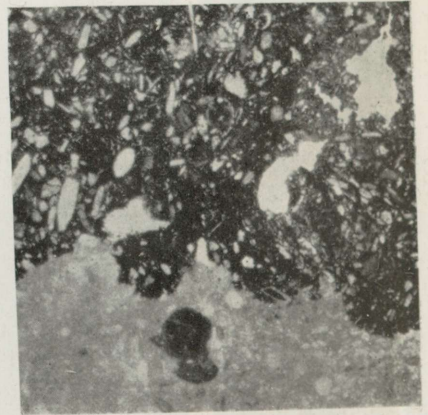
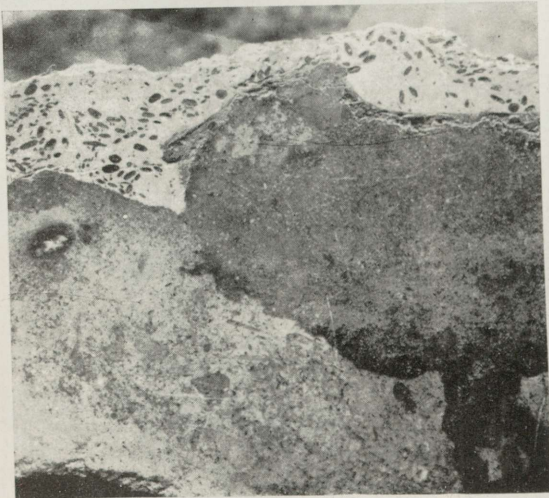
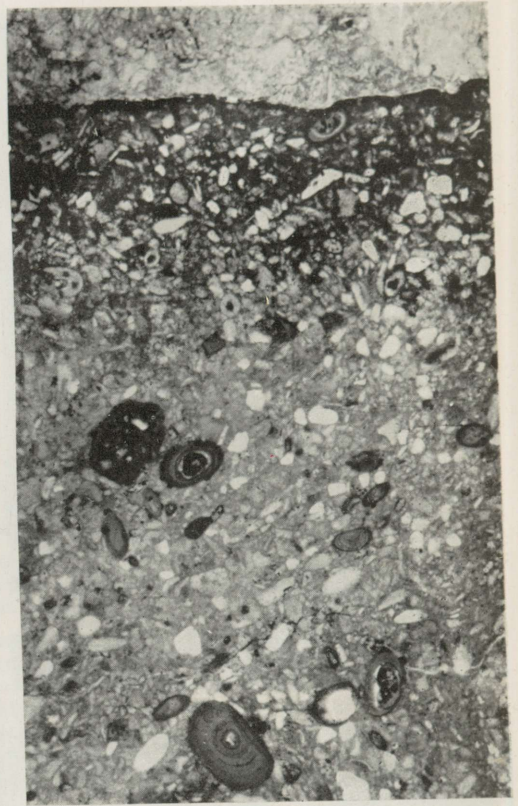
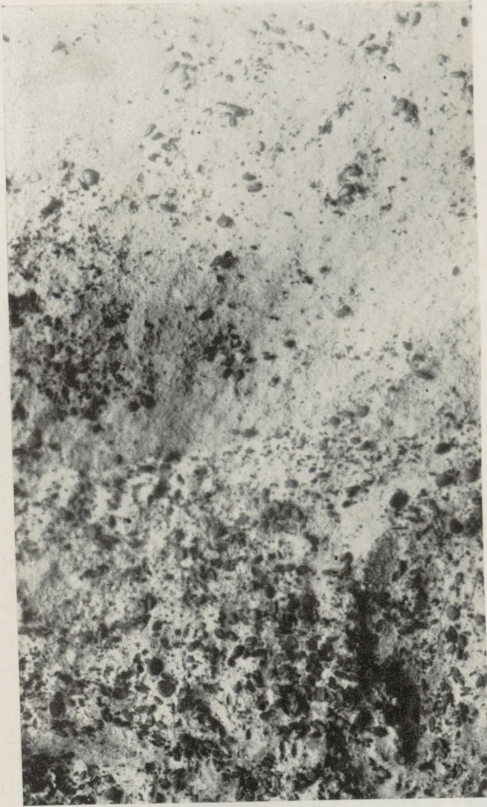
1



2



3



21

4

## Tafel XVI.

Abb. 1. Die Verringerung der Ooidenmenge in der Richtung des Hangenden im unteren Teil des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe (391) im Profil von Lasnamägi (21b), nach einer mit Salzsäure angeätzten Fläche.

Die Verringerung der Ooidenmenge vollzieht sich in diesem Fall teilweise ruckweis, da zwischen dem unteren, ooidenreicheren, und dem oberen, ooidenärmeren Gestein eine schwache, wellige Diskontinuitätsfläche ausgebildet ist, die auf eine Veränderung der Sedimentationsvorgänge hinweist. Zu beachten sind auch Gestalt und Grössenverhältnisse der Ooide: es handelt sich hauptsächlich um regelmässig gebaute Ooide von verschiedener Grösse.

1,5 × vergrössert.

Abb. 2. Die die obere Grenze der Aseri-Stufe markierende Diskontinuitätsfläche (413M) aus Uge (4a). Man beachte die scharfe Grenzfläche zwischen den beiden verschiedenen Gesteinsarten: im Gestein der Aseri-Stufe sieht man die kleinen Quarzkörner (weiss), die durch schöne Schichtung ausgezeichneten weissen Ooide und verstreute Phosphatknollen (links in der Mitte — eine der grössten). Auch der Charakter der Imprägnation ist gut zu sehen: sie ist an der Oberfläche am stärksten und wird nach unten zu allmählich schwächer.

12 × vergrössert.

Abb. 3. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (945) aus Katleri (23a) (entspricht dem Handstück 945 auf Taf. XXXIII, 2).

Oben der typische ooidenreiche Kalkstein der Aseri-Stufe, unten der feinkörnige Kalkstein mit Phosphatknollen; dieser Kalkstein ist recht stark mit Eisenoxyd imprägniert, und zwar besonders stark an der unteren Grenze der imprägnierten Partie.

2 × vergrössert.

Abb. 4. Feinkörniger Kalkstein (943M) mit kleinen Fossilienfragmenten unterhalb des typischen Kalksteins der Aseri-Stufe aus Katleri (23a). Auffallend ist die sehr intensive Anhäufung von Eisenoxyd am unteren Rand der Imprägnation (s. Taf. XVI, 3) und die dadurch entstandene scharfe Grenze der letzteren.

10 × vergrössert.

## Tafel XVII.

Abb. 1, 2 u. Fig. 5. Die die obere Grenze der Lasnamäe-Stufe charakterisierenden Diskontinuitätsflächen. Zeichnung und Aufnahmen nach den Handstücken 1002 (Abb. 1) und 1004 (Abb. 2) aus dem grossen Steinbruch von Lasnamägi (21c).

Zeichenerklärung: 1 — typisches Gestein der Uhaku-Stufe; 2 — grünlichgrauer, weicher Mergelkalkstein; 3, 4 — heller, bräunlichgrauer, harter Kalkstein; 5, 6, 7 — grauer, harter, feinkörniger Kalkstein mit Fossilienfragmenten; 8 — Diskontinuitätsflächen 1a, 1b, 2a, 2b, 3, 4 und 5 mit Pyritimpregnation. Es fehlt die sechste, d. h. die tiefste (27 cm unter der oberen Grenze der Stufe gelegene) Diskontinuitätsfläche, deren Grabgänge auch eine Tiefe von 10 cm erreichen können.

Abb. 1 u. 2 — ca.  $2\times$ , Fig. 5 — ca.  $3,5\times$  verkleinert.

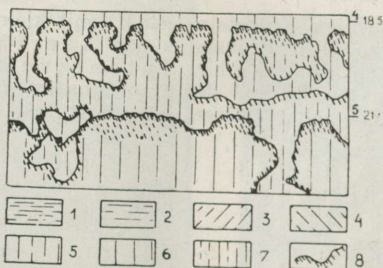
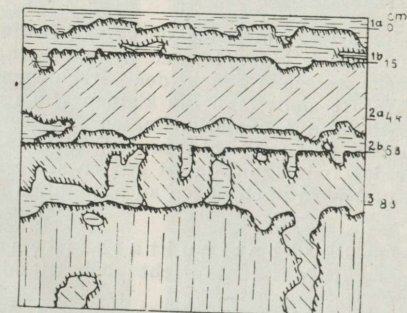
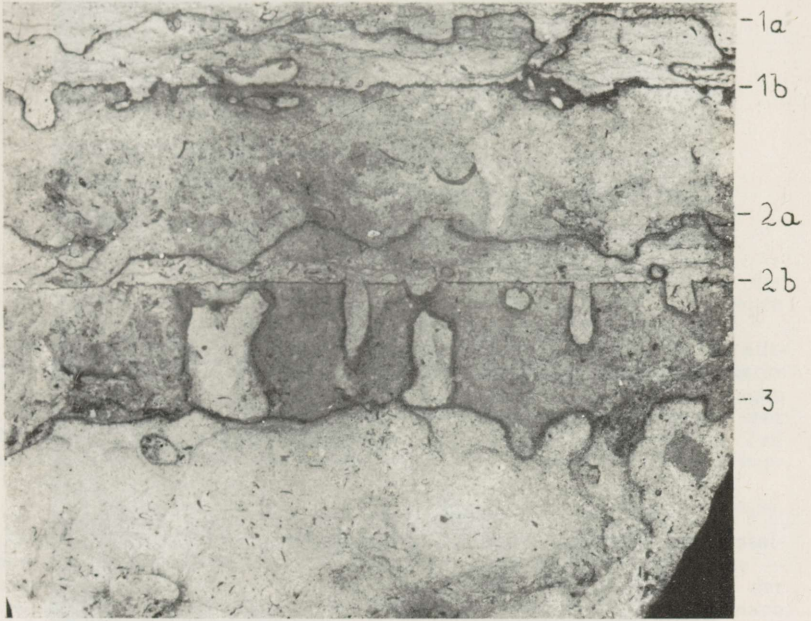


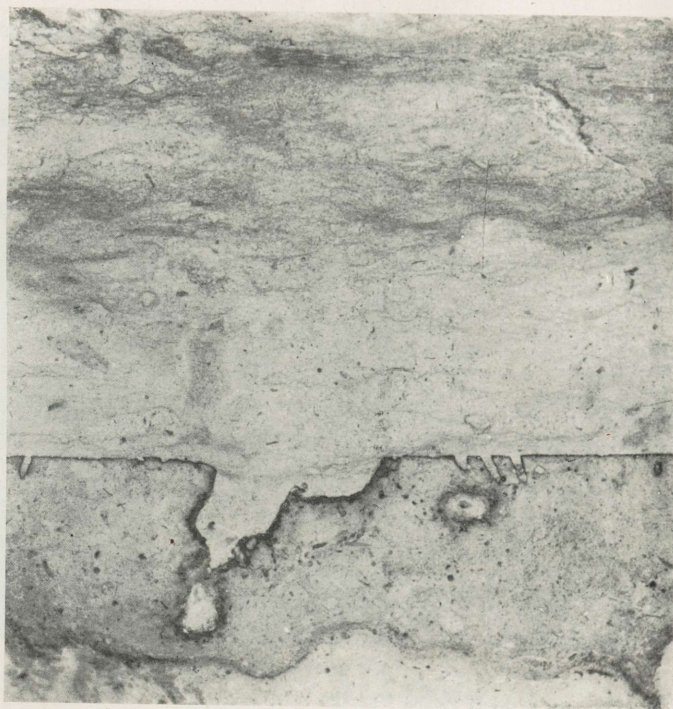
Fig. 5.



1



2



1



2

## Tafel XVIII.

Abb. 1. Die Diskontinuitätsflächen, die die Schichten der Uhaku-Stufe 0,60 m über der unteren Grenze der Stufe durchziehen (1000). Steinbruch von Lasnamägi (21c).

Die untere Diskontinuitätsfläche ist als schwache, wellige Fläche ausgebildet. Die obere Diskontinuitätsfläche ist eben und weist eine starke Pyritimprägation auf. Man sieht bei ihr auch die grösseren Vertiefungen resp. Grabgänge und kleine schrägstehende Bohrlöcher. Das Gestein über der ebenen Diskontinuitätsfläche ist auf der Abbildung in seinem oberen Teil stellenweise etwas dunkler, was auf Kukersitanhäufung zurückzuführen ist.

Ca. 1:1 (5:5,8).

Abb. 2. Die Kukersitanhäufung in den fast horizontal liegenden, flachgedrückten kleinen Bohrgängen (auf der Aufnahme — schwarz) in dem mergeligen Kalkstein der Uhaku-Stufe 1,00 m über der unteren Grenze der Stufe im Bohrloch von Lagedi. Aufgenommen nach dem Bohrkern aus einer Tiefe von 11,00—11,01 m. 2× vergrößert.

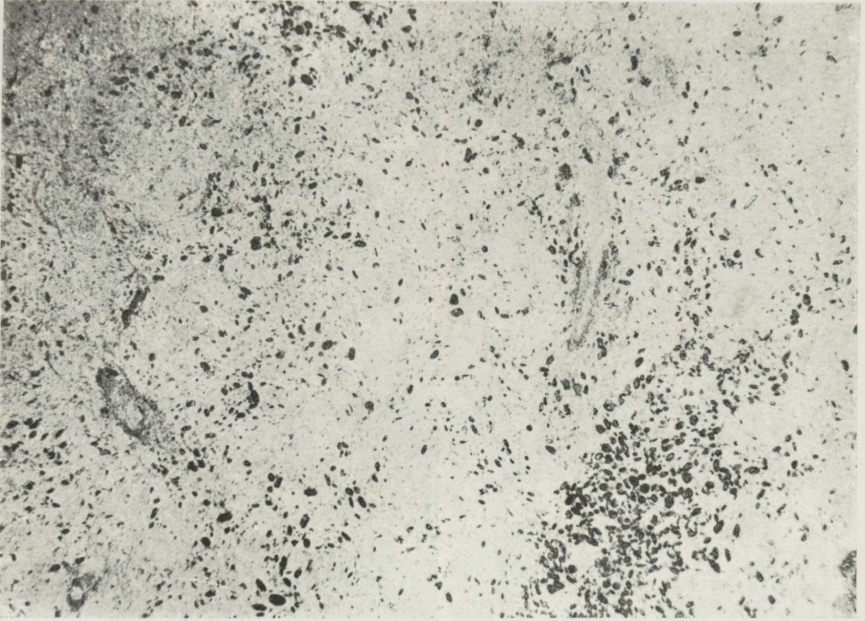
## Tafel XIX.

Abb. 1. Grösse, Gestalt, Menge und Verteilung der Ooide im *Echinospaerites*-Kalkstein der Aseri-Stufe im typischen Gebiet derselben: Steinbruch von Martsa (471). In einem dichten, grauen Kalkstein sind viele kleine, hauptsächlich unregelmässig gebaute Ooide von verschiedener Grösse und in verschiedenen Mengen angehäuft.

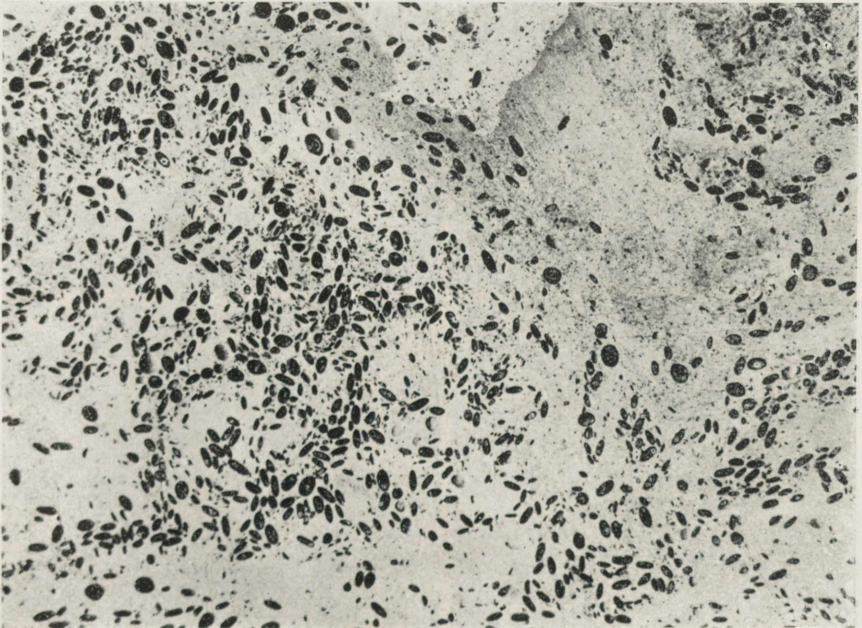
2 × vergrössert.

Abb. 2. Grösse, Gestalt, Menge und Verteilung der Ooide im Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe in der Umgebung von Tallinn: Lasnamägi (21b). Man sieht in einem dichten, grauen Kalkstein zahlreiche verschieden grosse, hauptsächlich aber grosse, regelmässig gebaute Ooide in verschiedenen Mengen angehäuft. Nach einem Handstück aus dem unteren Teil der 17 cm-Schicht (391).

2 × vergrössert.

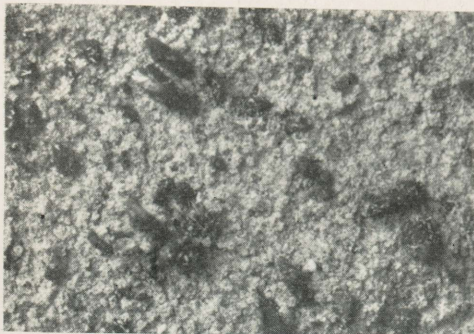


1



2

1



2



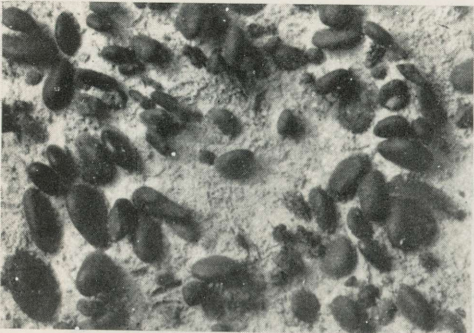
3



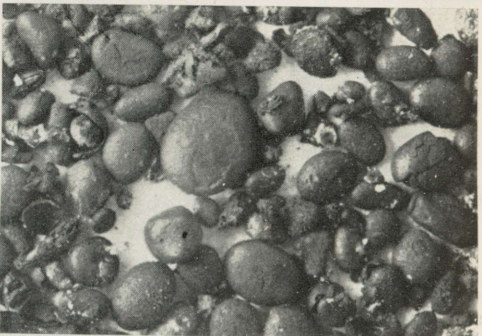
4



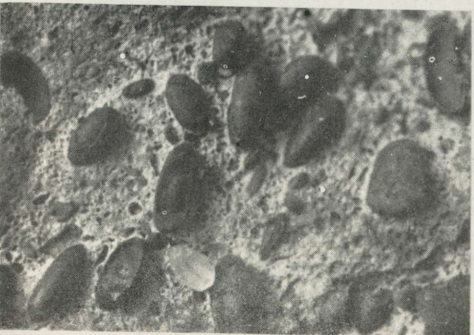
5



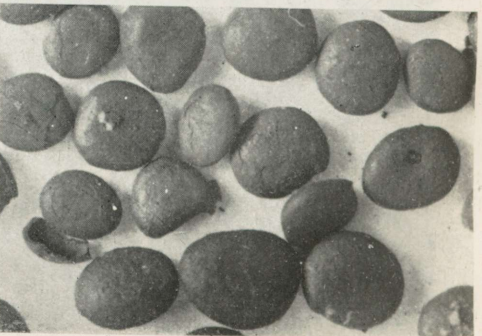
6



7



8



## Tafel XX.

Grösse, Gestalt, Menge und Verteilung der Ooide im Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe: in der Richtung von Osten nach Westen wird die Gestalt der Ooide im allgemeinen regelmässiger, die Ooide selbst werden grösser und sind dichter zusammengedrängt (s. auch Taf. XXI, 1—6 u. Taf. XXII, 1, 3, 5, 7).

Auf den Abb. 1, 3, 5, 7 sind die mit Salzsäure angeätzten Flächen der Handstücke abgebildet, um Verteilung und Grösse der Ooide darzustellen.

Auf den Abb. 2, 4, 6, 8 sind die mit Salzsäure aus dem Kalkstein ausgelösten Ooide abgebildet zur Illustration ihrer Grösse und Gestalt.

Alle Abbildungen 10 × vergrössert.

Abb. 1 und 2. 35 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe im Steinbruch von Narva (55b): dickbankiger, bräunlich-grauer, kristallinischer, dolomitischer Kalkstein mit recht zahlreichen kleinen, unregelmässigen Eisenooïden (330).

Abb. 3 und 4. Unterer Teil der 24 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe im Steinbruch von Aseri (41e): grauer, dichter Kalkstein mit zahlreichen meist regelmässigen Eisenooïden (348).

Abb. 5 und 6. 55 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe im Steinbruch von Ojaküla (39a): dunkelgrauer, dickbankiger Kalkstein mit zahlreichen mittelgrossen, regelmässigen Eisenooïden (357).

Abb. 7 und 8. Unterer Teil der 24 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe in Telinõme (11g): grauer Kalkstein mit zahlreichen grossen, regelmässigen Eisenooïden (406). Auf Abb. 7 unten in der Mitte sieht man ein kleines Quarzkorn als Hinweis darauf, dass im Gestein der Aseri-Stufe dieser Gegend schon Quarzkörner gefunden werden können.

## Tafel XXI.

Grösse und Gestalt der Ooide im Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe: in der Richtung von Osten nach Westen wird die Gestalt der Ooide im allgemeinen grösser und regelmässiger (s. auch Taf. XX, 1—8 u. Taf. XXII, 1, 3, 5, 7).

Abgebildet sind die mittels Salzsäure aus dem Kalkstein ausgelösten Ooide; links —  $2\times$ , rechts  $23\times$  vergrössert.

Abb. 1 und 2. 35 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe im Steinbruch von Narva (55b): kleine, unregelmässige Eisenooide aus dem dickbankigen, bräunlichgrauen, kristallinischen Kalkstein (330). Es handelt sich grösstenteils um kleine vereisente Fossilienfragmente, hauptsächlich um Echinodermen-Trümmer (vgl. Taf. XXII, 1, 2, 6, 8).

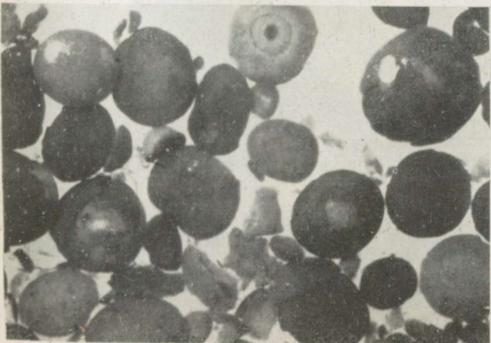
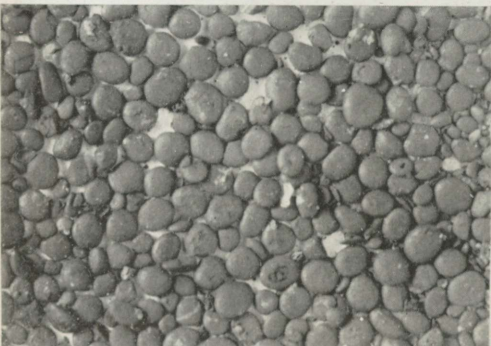
Abb. 3. Unterer Teil der 24 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe im Steinbruch von Aseri (41e): meistens regelmässige, kleine Eisenooide aus grauem, dichtem Kalkstein (348) (vgl. Taf. XXII, 3, 4).

Abb. 4. *Echinospaerites*-Kalkstein der Aseri-Stufe im Steinbruch von Martsa (47i): in der Mehrzahl regelmässige Eisenooide mit Beimengung recht vieler kleiner, unregelmässiger Ooide aus dem grauen, dichten Kalkstein (vgl. Taf. XIX, 1).

Abb. 5 und 6. Unterer Teil der 24 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe in Telinõmme (11g): grosse, regelmässige Eisenooide aus dem grauen Kalkstein (406) (vgl. Taf. XXII, 7).

Abb. 7. Unterer Teil der 24 cm-Schicht (406) des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe in Telinõmme (11g): der Kieselrückstand der Eisenooide, welcher nach Behandlung der letzteren mit heisser konzentrierter Salzsäure zurückbleibt.  $10\times$  vergrössert.

Abb. 8. 02 cm-Schicht des Cephalopoden-Kalksteins der Aseri-Stufe auf Väike-Pakri (3n): die kleinen Quarzkörner mittels Salzsäure aus dem hellgrauen Sandkalkstein (425) herausgelöst (vgl. Taf. XXV, 8).  $23\times$  vergrössert.



1

2

3

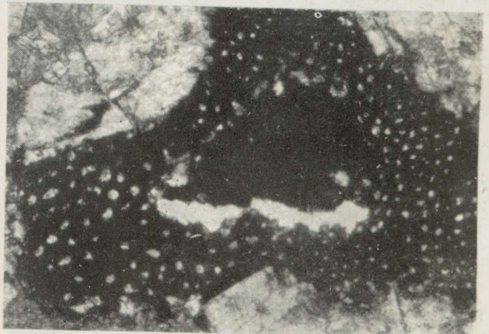
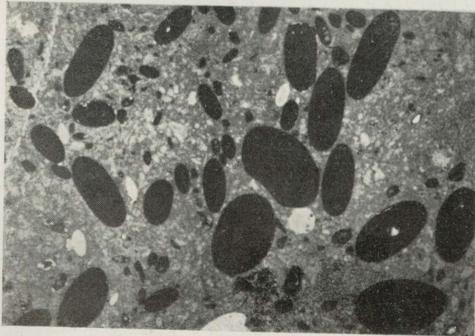
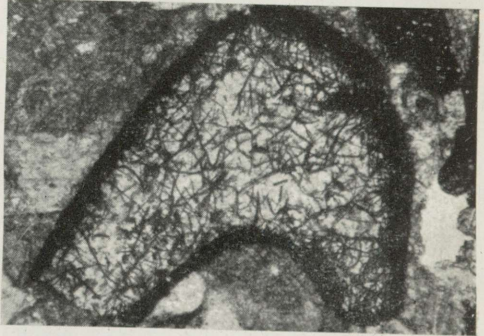
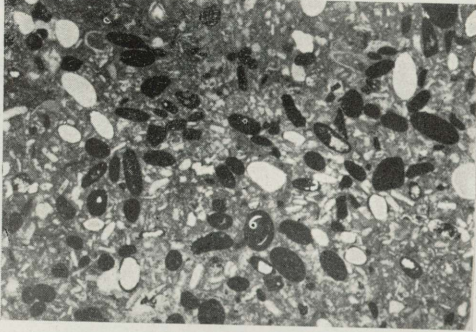
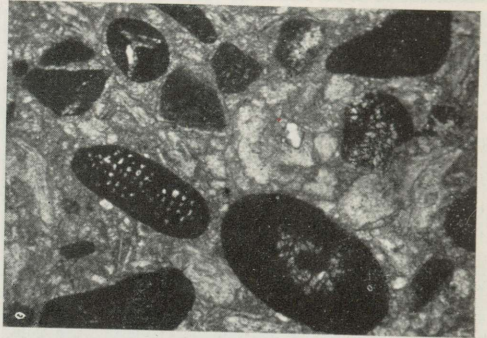
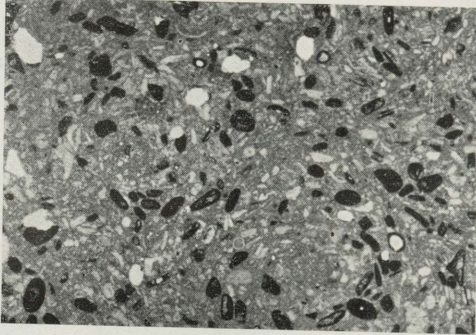
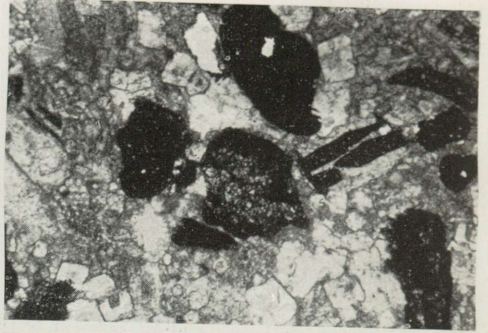
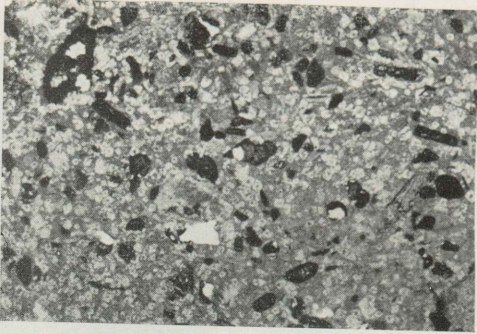
4

5

6

7

8



1

2

3

4

5

6

7

8

## Tafel XXII.

Abb. 1 und 2. Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe bei Narva (55b) (310 M): zahlreiche kleine unregelmässige Eisenoide, die fast alle vereisente Fossilentrümmer mit mehr oder weniger deutlicher Kruste darstellen. Unter diesen Pseudoooiden sind die Echinodermen-Trümmer am häufigsten, die durch ihr Gittergefüge auffallen (s. Taf. XXII, 8). Eine andere Gruppe von vereisenten Fossilentrümmern bilden die aus kristallinischem Kalzit aufgebauten Ooide, die von einer mehr oder weniger dicken Eisenkruste umhüllt und in die Eisenverbindungen netzartig eingedrungen sind (s. Taf. XXII, 6). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen Dolomitkristallen.

10 resp. 50  $\times$  vergrössert.

Abb. 3 und 4. Oberer Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe aus Aseri (41e) (349 M): viele kleine, grösstenteils unregelmässige Eisenoide, von denen viele netzartig vereisente Fossilentrümmer darstellen. Man findet aber auch schon kleine, regelmässige Ooide mit verhältnismässig grossem Kern. Die unregelmässigen Ooide bilden den Kern der regelmässigen Ooide. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen kleinen Fossilienfragmenten.

10 resp. 50  $\times$  vergrössert.

Abb. 5. Unterer Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe bei Ojaküla (39a) (357 M): zahlreiche mittelgrosse, regelmässige Eisenoide, deren Kern grösstenteils aus unregelmässigen Ooiden besteht. Auch gibt es recht viele kleine, unregelmässige Ooide, unter denen aber die vereisenten Echinodermen-Reste zu fehlen scheinen. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen stark abgerundeten Fossilentrümmern.

10  $\times$  vergrössert.

Abb. 6. Aus kristallinischem Kalzit bestehendes Fossilienfragment, in welches die Eisenverbindungen netzartig eingedrungen sind, von einer Eisenoxydkruste umhüllt. Cephalopoden-Kalkstein (310 M) der Aseri-Stufe bei Narva (55b) (s. Taf. XXII, 1 und Taf. XXII, 2).

100  $\times$  vergrössert.

Abb. 7. Unterer Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe aus Lasnamägi (21b) (391 M): zahlreiche grosse, regelmässige Eisenoide und verhältnismässig wenige kleine, unregelmässige Ooide, die letzteren hauptsächlich aus netzartig vereisenten Fossilentrümmern bestehend (s. Taf. XXIII, 5). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit sehr kleinen, abgerundeten Fossilienfragmenten.

10  $\times$  vergrössert.

Abb. 8. Vereisentes Echinodermen-Fragment aus dem Cephalopoden-Kalkstein (310 M) der Aseri-Stufe bei Narva (55b) (s. Taf. XXII, 1 und Taf. XXII, 2).

100  $\times$  vergrössert.

## Tafel XXIII.

Abb. 1 und 2. Oberer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (388 M) der Aseri-Stufe bei Lasnamägi (21b) mit grossen, durchsichtigen weissen Ooiden, die deutlich konzentrisch gebändert sind, und an deren Oberfläche sich Pyrit (schwarz) angereichert hat. Den Kern des linken Ooids auf Abb. 1 bildet ein Ooidenbruchstück. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit wenigen kleinen Fossilienfragmenten und Pyrit-Kristallen (schwarz).

25 resp. 50 × vergrössert.

Abb. 3. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (369 M) der Aseri-Stufe bei Iru (24c) mit mittelgrossen, durchsichtigen weissen Ooiden, die eine deutliche konzentrische Bänderung zeigen, und in deren Umgebung sich reichlich Pyrit (schwarz) auskristallisiert hat, wodurch die Ooide teilweise zerstört worden sind. Eine Anhäufung des Pyrits beobachtet man zuweilen auch in den Ooiden selbst (links unten). Der Kern der Ooide wird teilweise durch Fremdkörper gebildet (rechts unten). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen kleinen Fossilienfragmenten.

25 × vergrössert.

Abb. 4. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (413 M) der Aseri-Stufe bei Uuge (4a) mit einem schönen, regelmässig gebauten und konzentrisch gebänderten, verhältnismässig grossen weissen Ooid, der als Kern einen Fremdkörper hat. Die Grundmasse besteht aus feinkristallinischem Kalkstein mit kleinen Fossilienfragmenten und Quarzkörnern (weiss, links vom Ooid).

50 × vergrössert.

Abb. 5. Oberer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (391 M) der Aseri-Stufe bei Lasnamägi (21b) mit verhältnismässig kleinen, konzentrisch gebauten Eisenoiden, die von einer sehr dünnen Kruste kristallinischen Kalzits umgeben sind; daneben zahlreiche kleinere, vereisente Fossilienrümpfer in Form unregelmässiger Ooide (s. Taf. XXII, 7). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen sehr kleinen, abgerundeten Fossilienfragmenten.

25 × vergrössert.

Abb. 7. *Echinospaerites*-Kalkstein (368 M) der Aseri-Stufe bei Jägala (28a) mit einem etwas unregelmässig gebauten Ooid, der zum grössten Teil aus einem pyrithaltigen, fremdkörperigen Kern besteht; dieser wird nur von einer dünnen konzentrisch gebauten Kruste umgeben. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein, der zahlreiche bis mittelgrosse Fossilienfragmente enthält.

50 × vergrössert.

Abb. 8, 6, 9. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (389 M) der Aseri-Stufe bei Lasnamägi (21b) mit verhältnismässig kleinen, schwach durchsichtigen, regelmässigen, konzentrisch gebänderten weissen Ooiden, die sowohl selbst Pyrit (schwarz) enthalten, als auch von Pyrit umgeben sind. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Dolomitkristallen.

Abb. 8 — 10 × vergrössert.

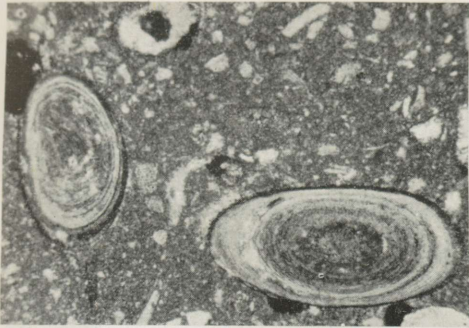
Abb. 6. Einige Ooide aus dem linken Teil von Abb. 8 — 25 × vergrössert.

Abb. 9. Einzelne Ooide 50 × vergrössert, wobei besonders deutlich die Kristallisation des Pyrits um die Ooide herum zu sehen ist.

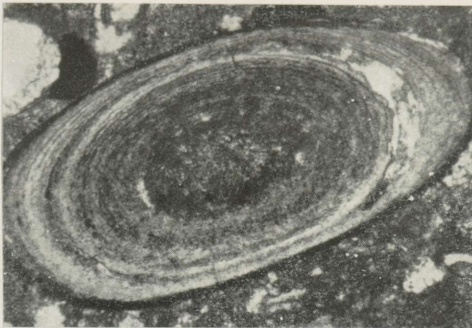
Abb. 10. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (409 M) der Aseri-Stufe bei Leetse (6c). Ein einzelner, sehr deutlich konzentrisch gebauter weisser Ooid, reichlich von auskristallisiertem Pyrit umgeben (schwarz). Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Dolomitkristallen.

50 × vergrössert.

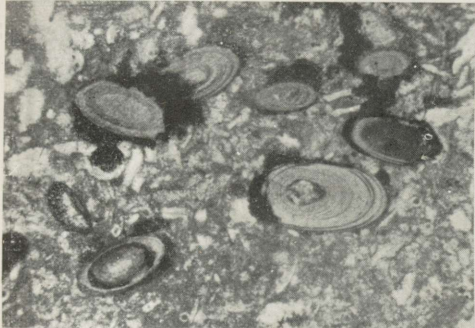
1



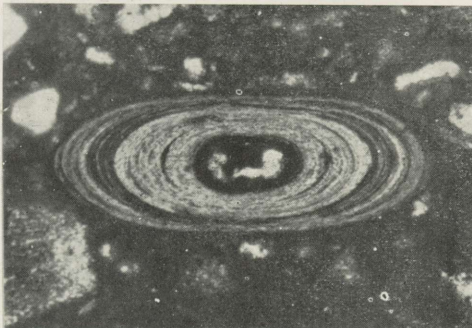
2



3



4



5



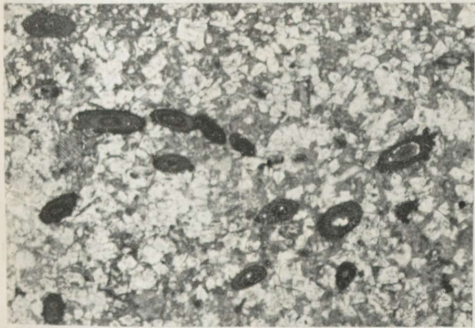
6



7



8

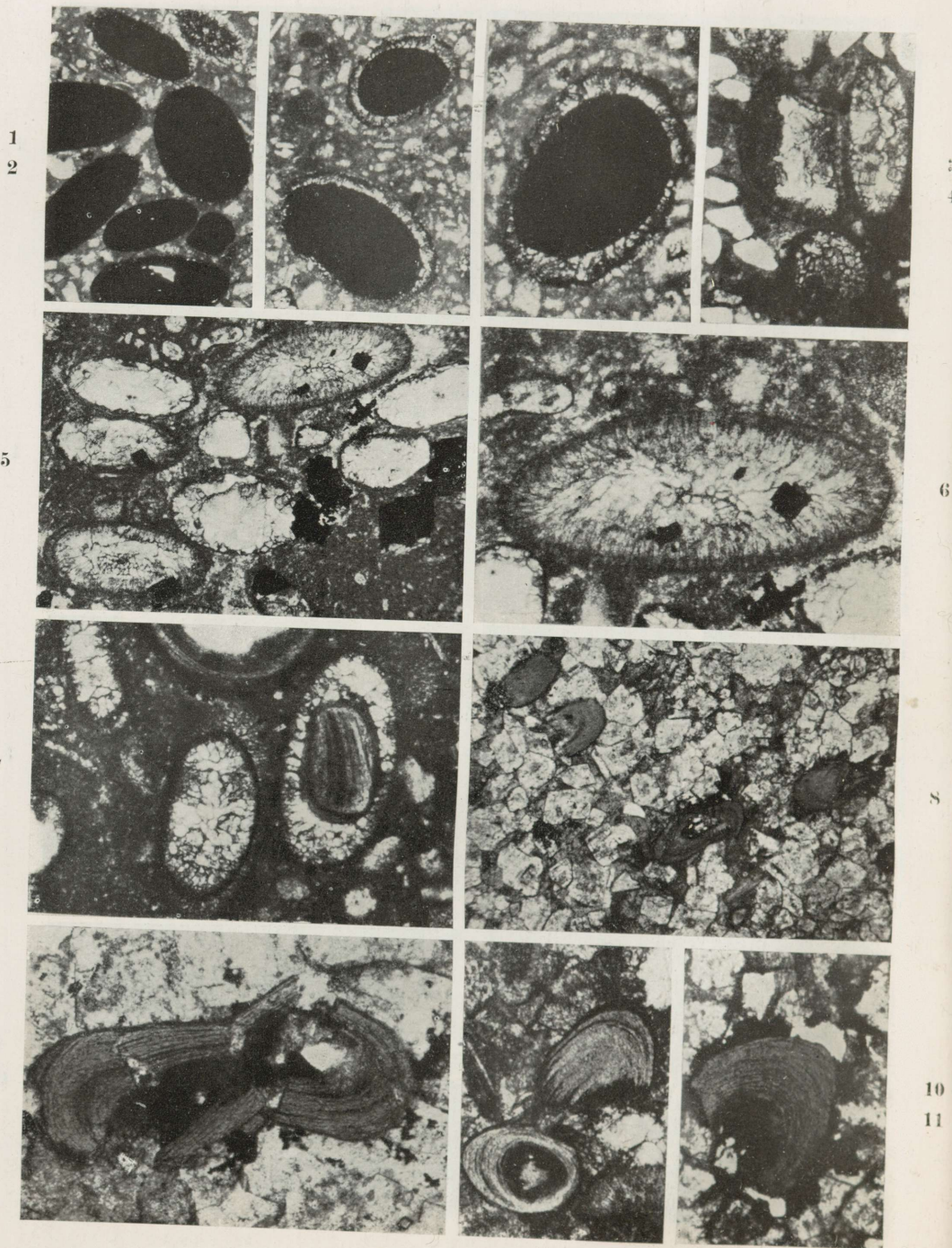


9



10





## Tafel XXIV.

Abb. 1, 2, 3. Mittlerer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (375 M) der Aseri-Stufe bei Iru (24c) mit zahlreichen Ooiden von beträchtlicher Grösse. Es handelt sich um regelmässig gebaute, konzentrisch gebänderte, braune, undurchsichtige Eisenooide mit einer dünneren oder dickeren Kruste aus radial orientierten Kalzitkristallen. Unter ihnen befinden sich kleinere Ooide, die nur aus kristallinischem Kalzit bestehen (Abb. 1, rechts oben). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit sehr kleinen, stark abgerundeten Fossilienfragmenten.

Abb. 1 und 2 — 25 ×, Abb. 3 — 50 × vergrössert.

Abb. 4. Unterer Cephalopoden-Kalkstein (208 M) der Aseri-Stufe bei Liikva (13c) mit zahlreichen verhältnismässig kleinen, durchsichtigen weissen Ooiden, die regelmässig gebaut sind und aus kristallinischem Kalzit bestehen. Die Grundmasse wird aus mikrokristallinischem Kalkstein gebildet, der wenige kleine Fossilienfragmente und Quarzkörner enthält.

25 × vergrössert.

Abb. 5, 6, 7. Oberer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (388 M) der Aseri-Stufe bei Lasnamägi (21b) mit zahlreichen mittelgrossen, durchsichtigen weissen Ooiden, die regelmässig gebaut sind und aus kristallinischem Kalzit bestehen. In dem Umhüllungsgestein und in den Ooiden selbst sieht man recht grosse Pyritkristalle (schwarz), die teilweise die Ooide zerstört haben. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit wenigen kleinen Fossilienfragmenten.

Abb. 5 — 25 × vergrössert.

Abb. 6. Ein Ooid aus Abb. 5, oben, 50 × vergrössert, um die radiale Anordnung der Kalzitkristalle zu zeigen.

Abb. 7. Der Ooid rechts besitzt einen Kern aus einem Ooidenbruchstück; links sehen wir einen innen vollkommen kristallinischen Ooid, der von einer kristallinischen Kruste umhüllt ist.

25 × vergrössert.

Abb. 8, 9. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (389 M) der Aseri-Stufe bei Lasnamägi (21b), mit verhältnismässig kleinen, durchsichtigen, regelmässigen, konzentrisch gebauten weissen Ooiden, die infolge des Kristallisationsdruckes zerstört worden sind. Die sie umgebende Grundmasse besteht hauptsächlich aus Dolomitkristallen mit auskristallisiertem Pyrit, der sich vornehmlich in der Umgebung der Ooide konzentriert hat.

Abb. 8 — 25 ×, Abb. 9 — 100 × vergrössert.

Abb. 10. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (369 M) der Aseri-Stufe bei Iru (24c) mit dem Bruchstück eines kleinen, konzentrisch gebauten Ooids. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinischem Kalkstein mit zahlreichen kleinen Fossilienfragmenten.

50 × vergrössert.

Abb. 11. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (409 M) der Aseri-Stufe bei Leetse (6c) mit dem Bruchstück eines kleinen, konzentrisch gebauten weissen Ooids, der von Pyrit (schwarz) umhüllt ist. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Dolomitkristallen.

50 × vergrössert.

## Tafel XXV.

Abb. 1. *Echinosphaerites*-Kalkstein (323 M) der Aseri-Stufe, aus Perjatsi (52d): mikrokristallinische Grundsubstanz mit zahlreichen hauptsächlich grossen, kalzitischen Fossilienfragmenten, kleinen Dolomitkristallen und mit wenigen unregelmässigen Ooiden (schwarz).  
25 × vergrössert.

Abb. 2. Oberer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (372 M) der Aseri-Stufe aus Iru (24c): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen kleinen bis mittelgrossen kalzitischen Fossilienfragmenten und mit einzelnen kleinen Dolomitkristallen. Das Gestein ist hier ähnlich ausgebildet wie im östlichen Gebiet des Anstehenden der Stufe (vgl. Taf. XXV, 1).  
25 × vergrössert.

Abb. 3. Cephalopoden-Kalkstein (310 M) der Aseri-Stufe aus Narva (55b): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen bis mittelgrossen Dolomitkristallen und mit unregelmässigen Ooiden (schwarz).  
25 × vergrössert.

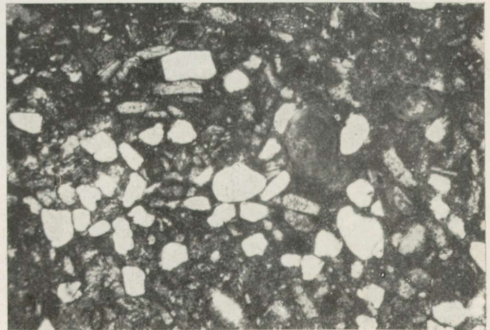
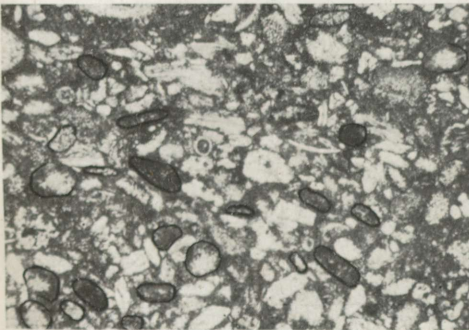
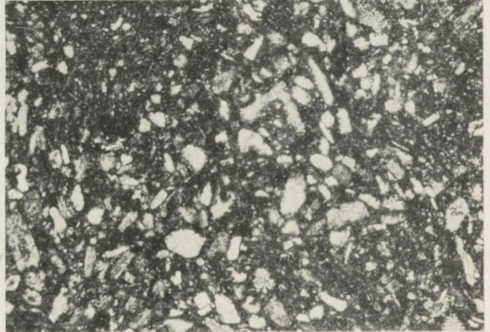
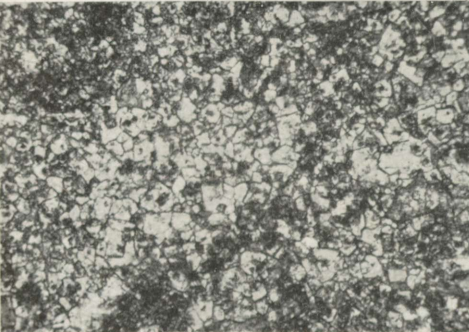
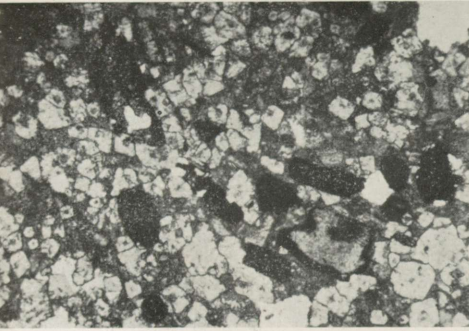
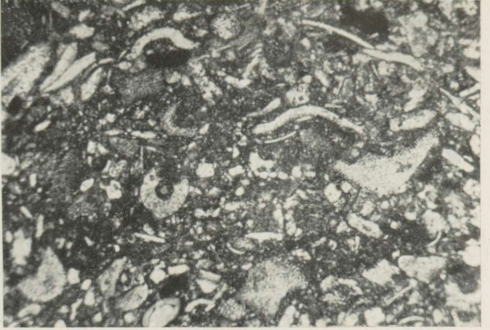
Abb. 4. Oberer Cephalopoden-Kalkstein (389 M) der Aseri-Stufe aus Lasnamägi (21b): die fast ausschliesslich aus grossen Dolomitkristallen bestehende Grundmasse, in der man die Konturen der einzelnen Kristalle sehr deutlich erkennen kann (s. auch Taf. XXVIII, 4).  
25 × vergrössert.

Abb. 5. Cephalopoden-Kalkstein (309 M) der Aseri-Stufe aus Narva (55b): die fast nur aus kleinen Dolomitkristallen bestehende Grundmasse, wo in einzelnen Kristallen der vereisente Kern (dunkel) deutlich zu sehen ist.  
25 × vergrössert.

Abb. 6. Cephalopoden-Kalkstein (415 M) der Aseri-Stufe aus Uuge (4a): mikrokristallinische Grundmasse mit sehr kleinen, abgerundeten, kalzitischen Fossilienfragmenten.  
25 × vergrössert.

Abb. 7. *Echinosphaerites*-Kalkstein (367 M) der Aseri-Stufe aus Jägala (28a): mikrokristallinische Grundmasse mit reichlichen kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten und mit verwitterten, kleinen Glaukonitkörnern (schwarz umrandet); unter den letzteren sind die hellen Körner — reine Glaukonitkörner, bei den dunkleren handelt es sich vielleicht um Phosphatknollen.  
25 × vergrössert.

Abb. 8. Cephalopoden-Kalkstein (424 M) der Aseri-Stufe bei Väike-Pakri (3n): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten und mit ebenfalls zahlreichen abgerundeten Quarzkörnern (weiss).  
25 × vergrössert.



1

2

3

4

5

6

7

8

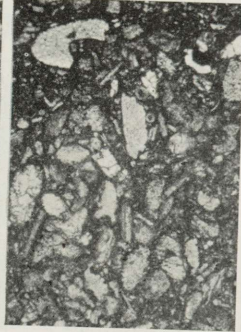
1



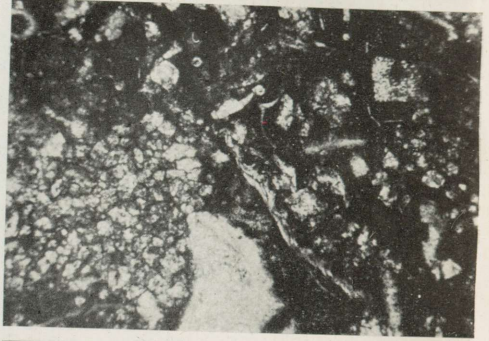
2



3  
4



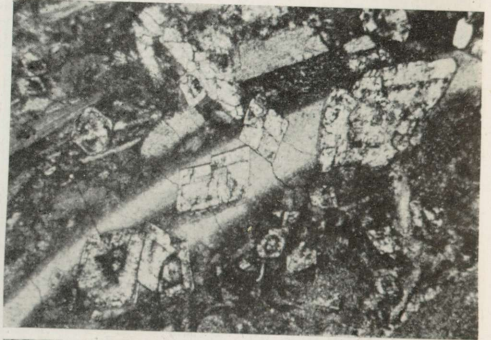
5



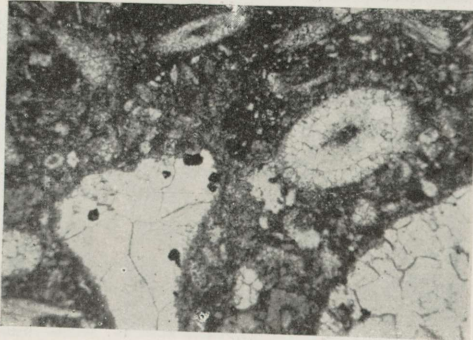
6  
7



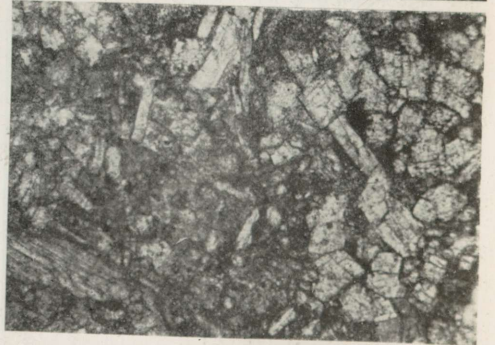
8



9



10



## Tafel XXVI.

Abb. 1. Unterer mergeliger Kalkstein (465 M) der Lasnamäe-Stufe aus Iru (24c). Kalkstein mit einer Grundmasse, die zahlreiche mittelgrosse, vor allem aber kleine, kalzitische Fossilienfragmente und etwas Pyrit enthält. 25 × vergrössert.

Abb. 2. Oberer harter Kalkstein (454 M) der Lasnamäe-Stufe von Kunda-Aru (39c). Kalkstein mit einer Grundmasse, die zahlreiche hauptsächlich kleine, aber auch bis grosse kalzitische Fossilienfragmente enthält und vereinzelte kleine Dolomitkristalle aufweist. 25 × vergrössert.

Abb. 3. Unterer mergeliger Kalkstein (498 M) der Lasnamäe-Stufe aus Telinõmme (11a). Mikrokristallinische Grundmasse des Kalksteins mit zahlreichen vorwiegend kleinen, aber auch bis mittelgrossen kalzitischen Fossilienfragmenten; enthält einzelne kleine Dolomitkristalle und etwas Pyrit. 25 × vergrössert.

Abb. 4. Unterer mergeliger Kalkstein (552 M) der Lasnamäe-Stufe aus Osmussaar (1d). Kalkstein bestehend aus einer Grundmasse mit zahlreichen bis mittelgrossen, hauptsächlich aber kleinen kalzitischen Fossilienfragmenten und wenig Pyrit. 25 × vergrössert.

Abb. 5. Dolomitischer Kalkstein der Lasnamäe-Stufe (432 M) aus Türsamäe (51k): mikrokristallinische Grundmasse mit verhältnismässig wenigen, kleinen bis grossen, kalzitischen Fossilienfragmenten, mit zahlreichen kleinen Dolomitkristallen, die stellenweise (teils) nesterartig zusammengedrängt sind. 25 × vergrössert.

Abb. 6. Kalkstein der untersten Schicht (547 M) der Lasnamäe-Stufe von Suur-Pakri (2b): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen bis grossen, hauptsächlich jedoch kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten und mit vereinzelten Quarzkörnern (weiss, unten links und oben rechts). 25 × vergrössert.

Abb. 7 und 9. Oberer harter Kalkstein (554 M) der Lasnamäe-Stufe von Osmussaar (1c). Kalkstein bestehend aus einer mikrokristallinischen Grundmasse mit zahlreichen bis sehr grossen, kalzitischen Fossilienfragmenten; Pyritkristalle (schwarz) treten in den Fossilienfragmenten und in der Grundmasse auf; in der letzteren sieht man auch kleine, unscharf begrenzte kristallinische Nukleolen. Abb. 7 — 10 ×, Abb. 9 — 25 × vergrössert.

Abb. 8. Oberer harter Kalkstein (487 M) der Lasnamäe-Stufe vom Lasnamägi (21b). Dolomitischer Kalkstein bestehend aus einer mikrokristallinischen Grundmasse mit zahlreichen kleinen bis sehr grossen kalzitischen Fossilienfragmenten; man findet hier auch sehr schöne und grosse Dolomitkristalle, im vorliegenden Fall haben sie sich teilweise in der Schalensubstanz eines Brachionoden ausgebildet. Kernkristalle weisen darauf hin, dass die Dolomitkristalle nicht in einer Kristallisationsphase auskristallisiert sind. 25 × vergrössert.

Abb. 10. Der obere harte Kalkstein (1008 M) der Lasnamäe-Stufe vom Lasnamägi (21c). Dolomitischer Kalkstein mit einer mikrokristallinischen Grundmasse, die vor allem kleine kalzitische Fossilienfragmente enthält; die verhältnismässig kleinen Dolomitkristalle sind nesterweise angehäuft. 50 × vergrössert.

## Tafel XXVII.

Abb. 1. Dolomit aus dem unteren mergeligen Kalkstein (1016 M) der Lasnamäe-Stufe vom Lasnamägi (21c): die Grundmasse besteht fast ausschliesslich aus Dolomitkristallen von verschiedener Grösse. 25 × vergrössert.

Abb. 2 und 5. Dolomit (431 M) der Lasnamäe-Stufe aus Türsamäe (51k): die Grundmasse besteht fast ausschliesslich aus verhältnismässig kleinen Dolomitkristallen, in deren Mitte der Pyrit deutlich hervortritt (s. Abb. 2, schwarze Teile der Kristalle). Die Trübung (graue Teile der Kristalle) ist durch Eisenoxyd verursacht. 25 × vergrössert.

Abb. 2 — 100 ×, Abb. 5 — 25 × vergrössert.

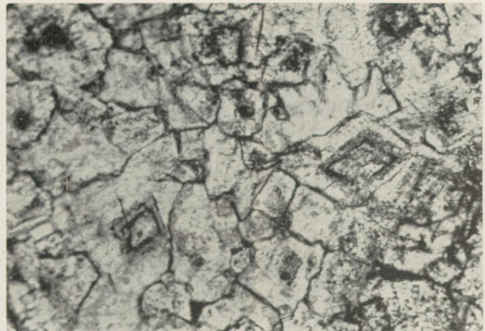
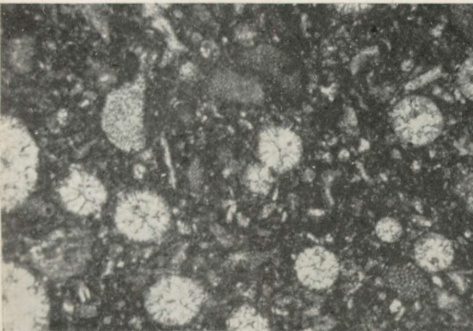
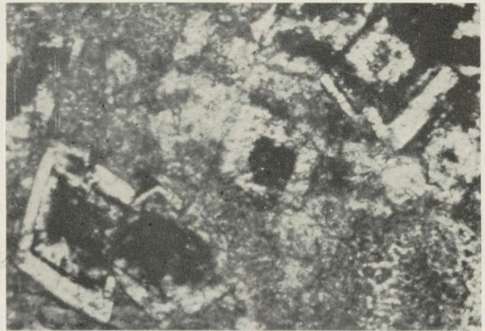
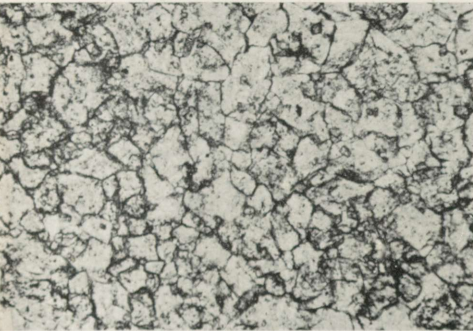
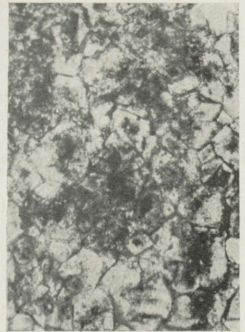
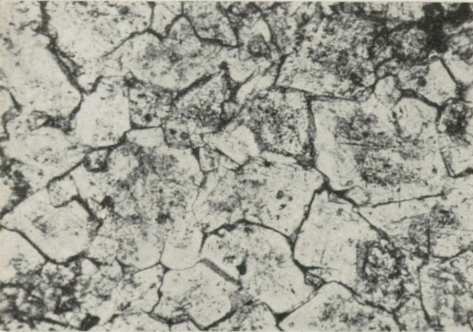
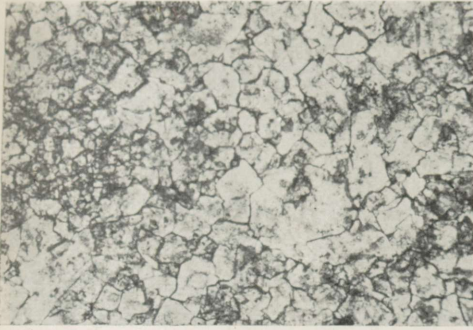
Abb. 3 und 6. Dolomit aus der Dolomitbank (1013 M) der Lasnamäe-Stufe vom Lasnamägi (21c): die Grundmasse besteht fast nur aus Dolomitkristallen, die in einem Fall gross — bis 0,4 mm im Durchmesser (Abb. 3), im anderen Fall dagegen klein — bis 0,1 mm im Durchmesser (Abb. 6) sind. 50 × vergrössert.

Abb. 4 und 7. Dolomitischer Kalkstein (456 M) der Lasnamäe-Stufe aus Koone (36a): in der mikrokristallinen Grundmasse mit ihren zahlreichen bis mittelgrossen kalzitischen Fossilienfragmenten findet man stellenweise Anhäufungen von Dolomitkristallen, bei denen in einigen Fällen drei Wachstumsphasen festgestellt werden können (s. Abb. 7). 25 × vergrössert.

Abb. 4 — 25 ×, Abb. 7 — 100 × vergrössert.

Abb. 8. Kalkstein der untersten (30 cm-) Schicht (541 M) der Uhaku-Stufe von Väike-Pakri (3n): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen sehr kleinen kalzitischen Fossilienfragmenten und mit vielen radialkristallinischen Kalzitnukleolen. 25 × vergrössert.

Abb. 9. Dolomit (444 M) der Lasnamäe-Stufe aus Rannaküla (42e): die Grundmasse besteht hauptsächlich aus grossen Dolomitkristallen, bei denen deutlich die verschiedenen Wachstumsphasen verfolgt werden können. 50 × vergrössert.



1

2

3

4

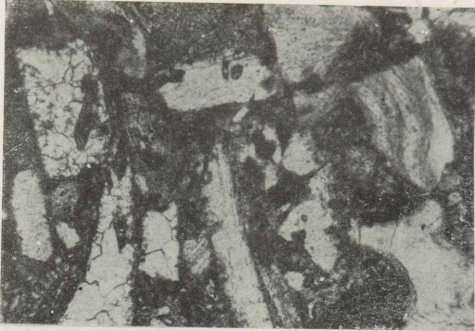
5

6

7

8

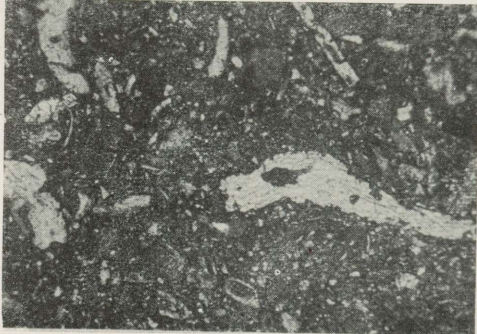
9



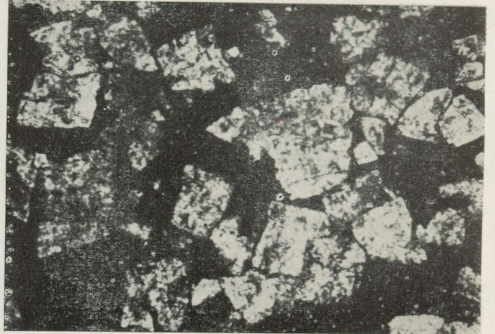
1



2



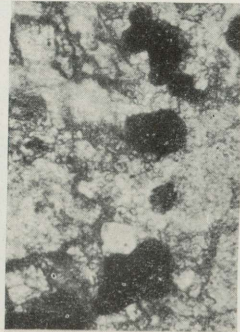
3



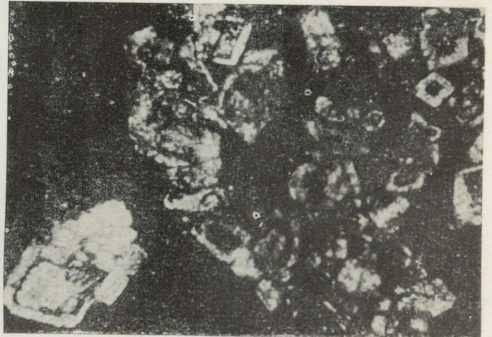
4



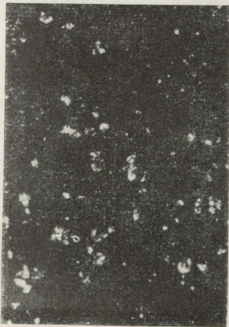
5



6



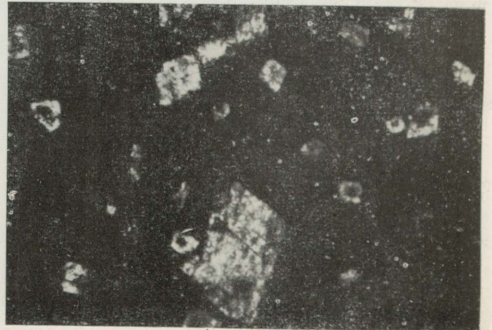
7



8



9



10

## Tafel XXVIII.

Abb. 1. Kalkstein aus der 0,26 m-Schicht (1066 M) der U h a k u - Stufe bei U h a k u (44g): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen sehr kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten, in der stellenweise grosse kalzitische Fossilienfragmente angehäuft sind. 25 × vergrössert.

Abb. 3. Kalkstein aus der 0,38 m-Schicht (1065 M) der U h a k u - Stufe bei U h a k u (44g): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen sehr kleinen und einzelnen grossen, kalzitischen Fossilienfragmenten. 25 × vergrössert.

Abb. 5 und 6. Dolomitischer Kalkstein (999 M) aus der kukersithaltigen Schicht oberhalb der 2,10 m-Diskontinuitätsfläche der U h a k u - Stufe bei L a s n a m ä g i (21c): mikrokristallinische Grundmasse mit zahlreichen sehr kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten, mit kleinen Dolomitkristallen und Anhäufungen von Kukersit (schwarze Flecke).

Abb. 5 — 25 ×, Abb. 6 — 100 × vergrössert.

Abb. 2, 4, 7, 8, 9, 10. Die verschieden starke Dolomitisation der Kalksteine und die verschiedene Grösse der Dolomitkristalle. In den Präparaten hat sich das Kalzit infolge der Behandlung mit Eisenchlorid und Ammoniumsulfid schwarz gefärbt, während die Dolomitkristalle durchsichtig geblieben sind.

Abb. 2. Dolomit (569 M) der L a s n a m ä e - Stufe aus K i i u (30b). 50 × vergrössert.

Abb. 4. Dolomitischer Kalkstein des oberen Cephalopoden-Kalksteins (389 M) der A s e r i - Stufe von L a s n a m ä g i (21b) (vgl. Taf. XXV, 4). 50 × vergrössert.

Abb. 7. Dolomitischer Kalkstein des Cephalopoden-Kalksteins (318 M) der A s e r i - Stufe aus P e r j a t s i (52d). 50 × vergrössert.

Abb. 8 und 9. Schwach dolomitischer Kalkstein der 0,90 m-Schicht (1070 M) der U h a k u - Stufe bei U h a k u (44g).

Abb. 8 — 25 ×, Abb. 9 — 50 × vergrössert.

Abb. 10. Dolomitischer Kalkstein des Cephalopoden-Kalksteins (331 M) der A s e r i - Stufe bei S ö t k e (51g).

50 × vergrössert.

## Tafel XXIX.

Abb. 1. Oberer Teil des unteren Cephalopoden-Kalksteins (388 M) der Aseri-Stufe vom Lasnamägi (21b): eine Phosphatknolle umgeben von der mikrokristallinen Grundmasse, die wiederum kleine Fossilienfragmente, weisse Ooide und einzelne Glaukonit- und Quarzkörner enthält. Die Phosphatknolle ist gelb bis braun und enthält zahlreiche Quarzkörner, von denen einzelne die Knollenfläche überragen.

25 × vergrössert.

Abb. 2. Problematisches Gestein der Aseri-Stufe (*Echinospaerites*-Kalkstein?) (124 M) aus Iru (24c): eine Anhäufung von Phosphatknollen (grosse Stücke), zwischen diesen Glaukonitkörnern (klein), beide in eine mikrokristallinische Grundmasse eingebettet, die kleine Fossilienfragmente enthält. Die Grundmasse ist teilweise umkristallisiert, und infolge des Kristallisationsdruckes ist an einigen Glaukonitkörnern die radialfaserige Kruste abgesprungen.

25 × vergrössert.

Abb. 3. Oberer harter Kalkstein (510 M) der Lasnamäe-Stufe bei Paldiski (4b). Die mikrokristallinische Füllmasse eines Grabganges, in der grosse Fossilienfragmente angehäuft sind; zusammen mit den letzteren tritt auch das Pyrit in grossen Mengen auf (schwarz).

10 × vergrössert.

Abb. 5. Oberer harter Kalkstein (510 M) der Lasnamäe-Stufe bei Paldiski (4b). Die mikrokristallinische Füllmasse eines Grabganges, in dem zahlreiche grosse, aus Kalziumphosphat aufgebaute Fossilienfragmente angehäuft sind.

10 × vergrössert.

Abb. 4 und 6. Problematisches Gestein der Aseri-Stufe (124 M) aus Iru (24c) (vgl. Abb. 2). Auf Abb. 4 sieht man sehr deutlich zwei Glaukonitkörner, deren Mitte (heller) eine verhältnismässig schöne, grüne Farbe hat, während die Ränder schon ausgebleicht sind; die äussere Kruste ist deutlich radialfaserig aufgebaut. Auf Abb. 6 sieht man ein mit Phosphat imprägniertes Echinodermen-Fragment, das von radialstrahligem Glaukonit umgeben ist.

Beide Abb. — 100 × vergrössert.

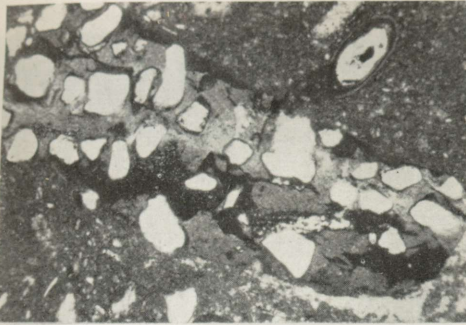
Abb. 7. Problematisches Gestein (*Echinospaerites*-Kalkstein?) (208 M) der Aseri-Stufe aus Liikva (13c): feinkörnige bis mikrokristallinische Grundmasse mit wenigen recht kleinen, kalzitischen Fossilienfragmenten und Quarzkörnern (weiss) (vgl. Taf. XXXIII, 4).

25 × vergrössert.

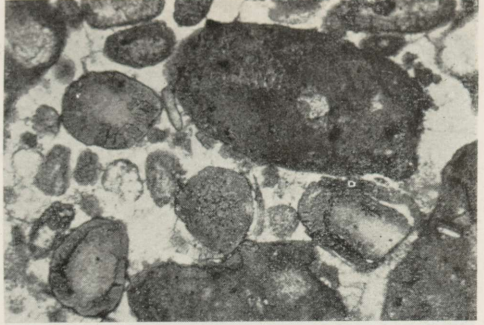
Abb. 8. Dunkelbraune phosphatische (dunkel) Füllmasse eines Bohrlochs (1063 M) (s. Taf. XXXII, 4) aus Katleri (23a) mit kleinen Phosphatknollen. Die Umrisse der Knollen sind stark aufgearbeitet. Abgesehen von der durch die Phosphatisierung bedingten braunen Färbung besitzen die Phosphatknollen eine ähnliche Mikrostruktur wie das die Bohrlöcher (nicht die Knollen) umgebende Gestein: es handelt sich um feinkörnigen bis mikrokristallinen Detrituskalkstein mit einzelnen Quarzkörnern (weiss); die letzteren findet man lose auch in der Füllmasse. Die randlichen Teile der Knollen sind dunkler, da sie stärker phosphatisiert sind.

25 × vergrössert.

1



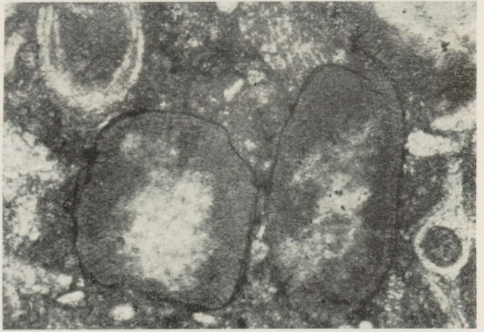
12



3



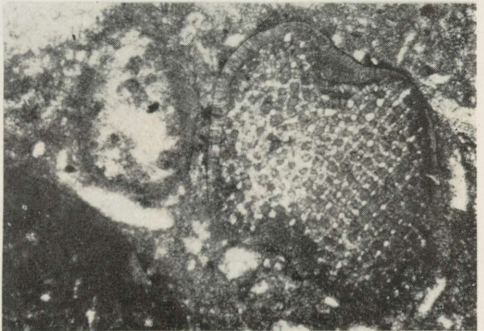
4



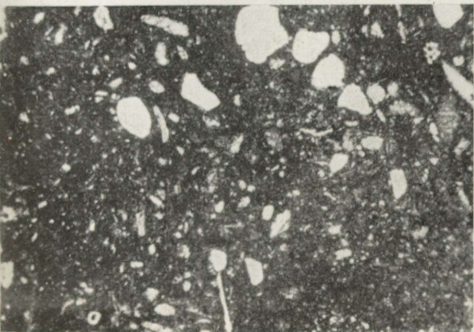
5



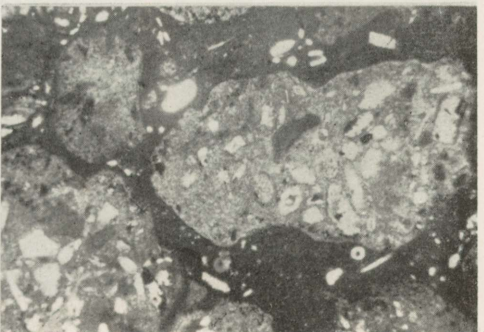
6

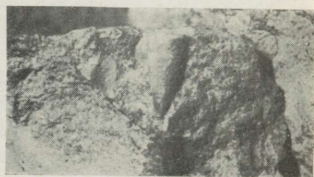
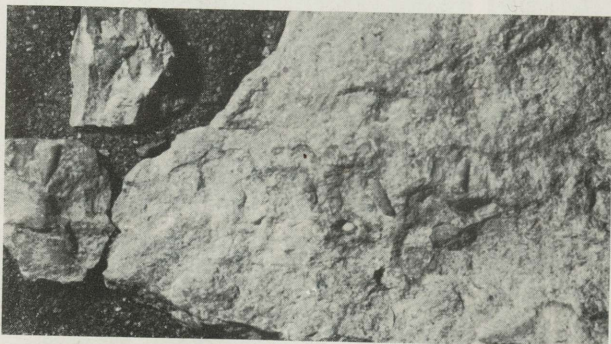
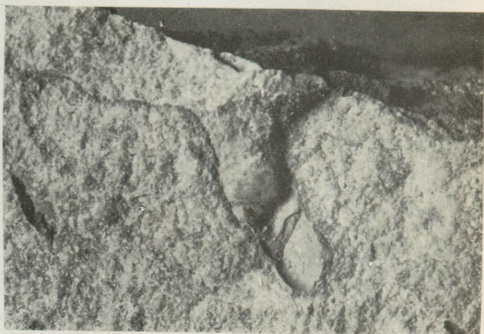
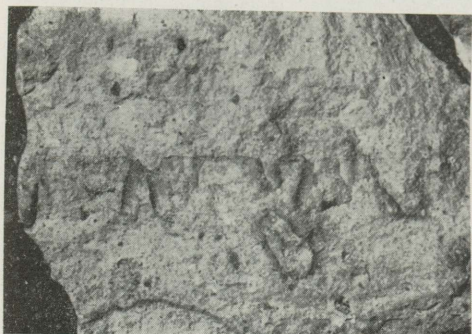


7



8





## Tafel XXX.

Abb. 1. Diskontinuitätsfläche im oberen harten Kalkstein (931<sup>a</sup>) der Lasnamäe-Stufe beim Keila-Fluss (10b) mit kleinen *Trypanites*-artigen Bohrlöchern, im Querschnitt gesehen. Dasselbe als schematische Zeichnung auch auf Fig. 6, S. 247 unter 2. Natürliche Grösse.

Abb. 2. Bohrloch von unregelmässiger Gestalt aus dem oberen harten Kalkstein der Lasnamäe-Stufe, 2,14 m unterhalb der oberen Grenze der Stufe (532) bei Väike-Pakri (3n) (s. auch Taf. XXXI, 4 u. Taf. XXXII, 5, 6), das durch seine Grösse ins Auge fällt: Durchmesser — 4 mm, Länge — 13 mm. Bei diesem Exemplar sieht man gut die blättrige Absonderung der Kruste im unteren Teil des Bohrlochs. 2 × vergrössert.

Abb. 3. Dasselbe Stück (931<sup>a</sup>) wie in Abb. 1, von der anderen Seite betrachtet. Man sieht auch hier deutlich Gestalt, Grösse und Lage der kleinen Bohrlöcher. Natürliche Grösse.

Abb. 4. Einzelnes Bohrloch von konischer Gestalt. Dasselbe kleine Stück, das auch Abb. 3 links zeigt, aber 2 × vergrössert.

Abb. 5. Diskontinuitätsfläche im oberen, harten Kalkstein (913<sup>b</sup>) der Lasnamäe-Stufe beim Keila-Fluss (10b), von zahlreichen kleinen Bohrlöchern durchbohrt, die teils so dicht liegen, dass sie einander überschneiden. Dieselbe Abbildung ist unten als Fig. 6 nochmals schematisch wiedergegeben. Natürliche Grösse.

Abb. 6. Angeschliffene Diskontinuitätsfläche in der Schicht 0,13 m der Lasnamäe-Stufe (543) bei Väike-Pakri (3n). Man sieht eine ganze Menge kleiner Bohrlöcher, von denen einige sich überschneiden. Grössere unregelmässige Flecke entsprechen den Grabgängen, die in der schematischen Zeichnung auf Fig. 7 schraffiert dargestellt sind.

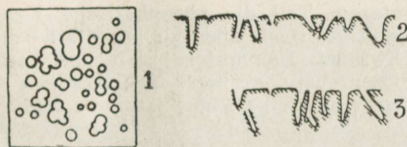


Fig. 6.

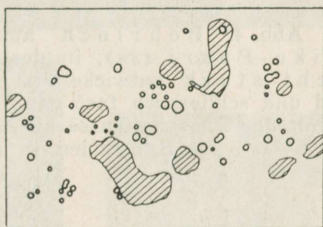


Fig. 7.

Fig. 6. *Trypanites*-artige Bohrlöcher aus der Lasnamäe-Stufe (931) beim Keila-Fluss (10b): 1 — die Bohrlöcher von oben gesehen (entspricht Taf. XXX, 5); 2 und 3 — die Bohrlöcher im Querschnitt betrachtet (entspricht Taf. XXX, 1). 2 × verkleinert.

Fig. 7. *Trypanites*-artige Bohrlöcher aus der Lasnamäe-Stufe bei Väike-Pakri (3n) (entspricht Taf. XXX, 6). 2 × verkleinert.

In den in Abb. 1—4 gezeigten Bohrlöchern ist die Füllmasse teils noch vorhanden, teils aber herausgefallen.

## Tafel XXXI.

Abb. 1. Trichterförmig erweitertes, von schwacher Pyrit-impregnation umgebenes Bohrloch aus der Lasnamäe-Stufe (931 M) beim Keila-Fluss (10b).

Man sieht die Zweiteilung in der Füllmasse des Bohrlochs: der untere schmale Teil (s. auch Taf. XXXII, 1) ist mit einer bräunlichen, phosphatischen Masse ausgefüllt, die von der Füllmasse des oberen Teils des Bohrlochs scharf abgegrenzt ist. In der Füllmasse des oberen Teils sieht man sehr deutlich die Anreicherungszone des Phosphats als dunklen Streifen ausgebildet. Die scharfe Grenzlinie des Bohrlochs entspricht der dünnen, phosphatischen, bräunlich-violetten Kruste.

12 × vergrößert.

Abb. 2. Beinahe zylindrisches Bohrloch aus der Lasnamäe-Stufe (931 M) beim Keila-Fluss (10b).

Man sieht besonders um den mittleren Teil herum eine deutliche pyritische Imprägnation (schwarze Flecken), ebenso deutlich ist die phosphatische Kruste und die Anreicherungszone des Phosphats im oberen Teil des Bohrlochs zu sehen; das Bohrloch ist in seiner ganzen Länge vom Gestein des Hangenden erfüllt.

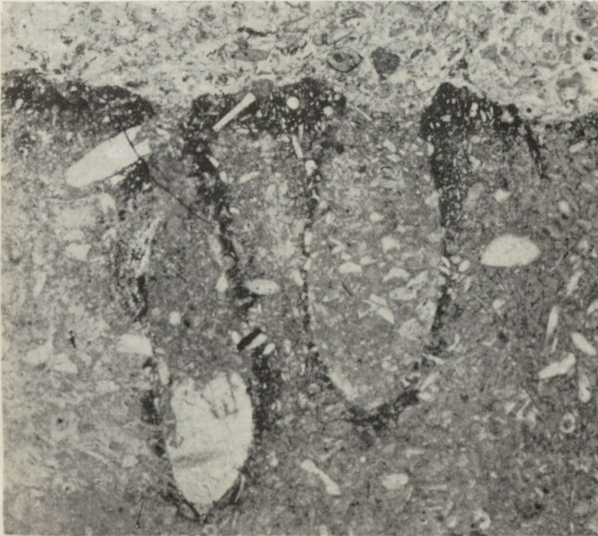
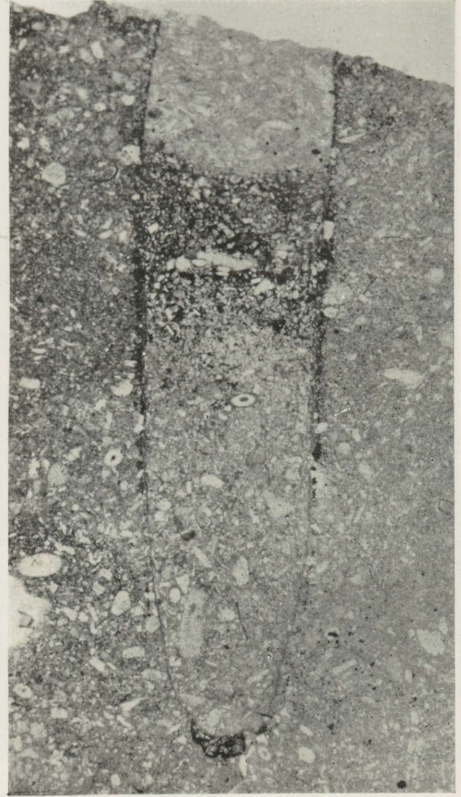
9 × vergrößert.

Abb. 3. Zwei Bohrlöcher aus der Lasnamäe-Stufe (557 M) von Vahiküla (12a), die an ihrer Mündung eine kragenförmige Verengung zeigen. Die phosphatische Kruste ist sehr schwach ausgebildet, deutlicher ist die Pyritimpregnation, die aber um das Bohrloch herum immerhin schwächer ist als bei der eigentlichen Diskontinuitätsfläche.

12 × vergrößert.

Abb. 4. Bohrloch aus der Lasnamäe-Stufe (532 M) von Väike-Pakri (3n), in dessen unterem Teil die phosphatische Kruste recht stark entwickelt ist, während sie nach oben zu schwächer wird und schliesslich fast ganz verschwindet. Das untere Ende des Loches ist mit der Phosphatmasse ausgefüllt, der obere, grössere Teil dagegen mit dem Gestein des Hangenden, in dem sich eine kleine Phosphatknolle befindet.

10 × vergrößert.

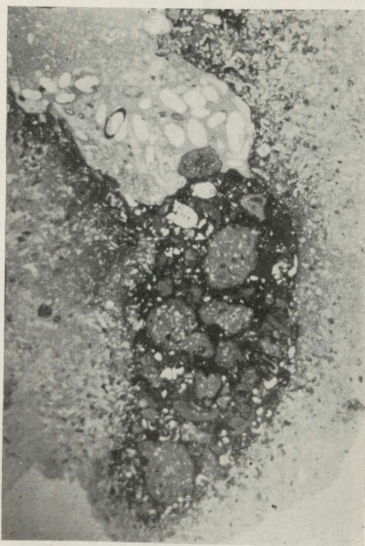
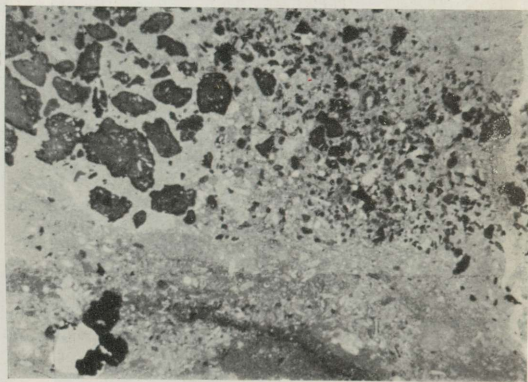
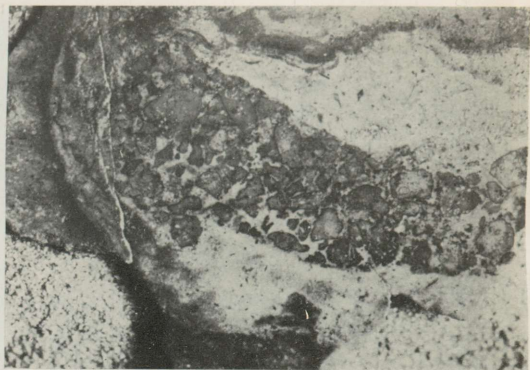
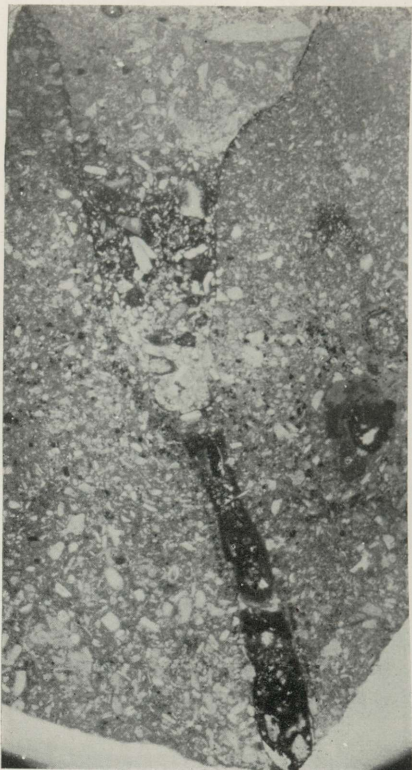


1

2

3

4



## Tafel XXXII.

Abb. 1. Dasselbe Bohrloch wie auf Taf. XXXI, 1, nur  $9 \times$  vergrößert: Man sieht den ganzen unteren gleichmässig dünnen Teil des Bohrlochs, dessen phosphatische Füllmasse eine Zweiteilung aufweist — die Grenze zwischen den beiden Teilen ist durch den hellen Streifen markiert.

Abb. 2. Ein älterer Grabgang der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe ca. 5 cm unterhalb der unteren Grenze der Stufe (152 M) aus Lasnamägi (21b).

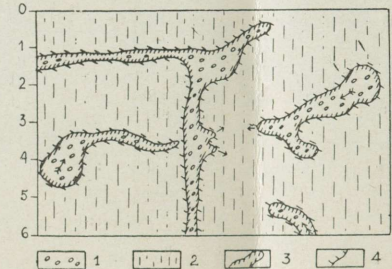
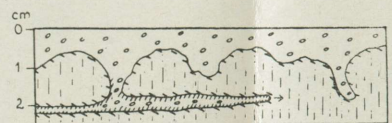
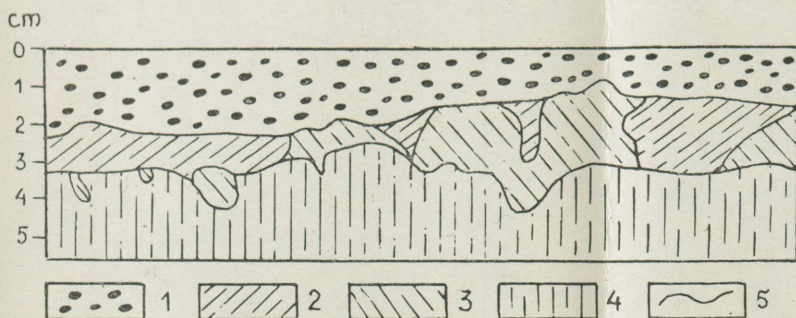
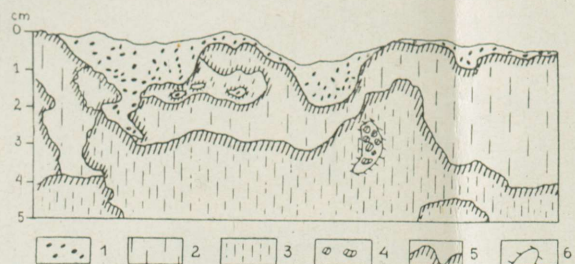
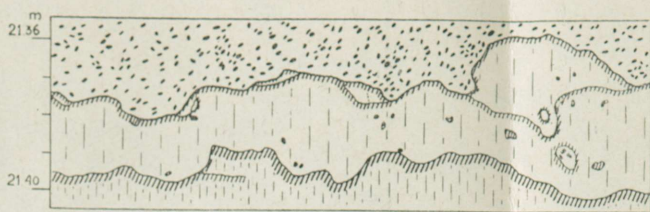
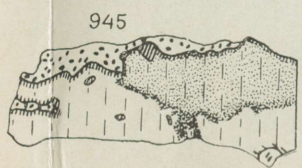
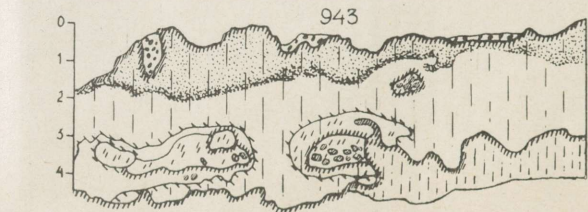
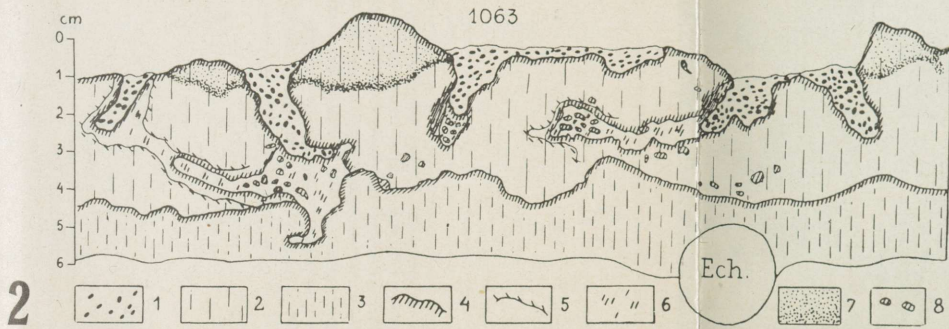
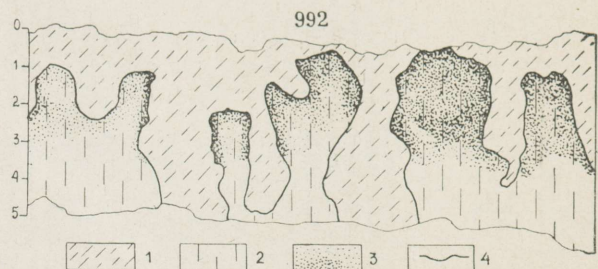
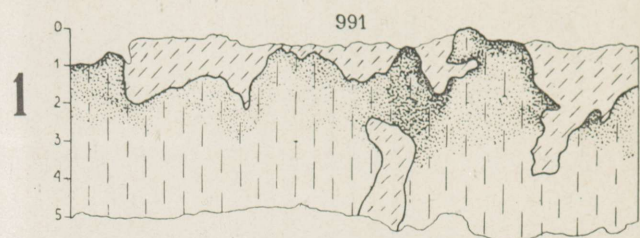
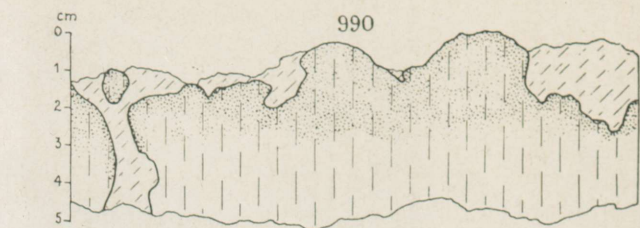
Zur Füllung des Grabgangs dienten zwei verschiedene Füllmassen: in der Nähe der Aussenwände sieht man einen feinkörnigen grauen Kalkstein, in der Mitte aber einen Kalkstein mit zahlreichen kleinen Phosphatknollen, die oberflächlich eine sehr starke (schwarzer Saum der Knollen), innerlich aber eine bedeutend schwächere Phosphatisierung aufweisen. Zusammen mit den Phosphatknollen treten auch weisse Ooide auf. Das Umhüllungsgestein ist pyritisch imprägniert.  $2 \times$  vergrößert.

Abb. 3. Älterer Grabgang der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe, ca. 5 cm unterhalb der unteren Grenze der Stufe (151 M) aus Lasnamägi (21b).

Entspricht inhaltlich Abb. 2. Besonders gut sieht man hier den Bau der Phosphatknollen: es handelt sich dabei um mehr oder weniger phosphatisierte Fragmente eines Kalksteins, der lithologisch nicht dem die Knollen umhüllenden Kalkstein entspricht. In der Füllmasse des Grabgangs findet man auch verwitterte Glaukonitkörner.  $2 \times$  vergrößert.

Abb. 4. Grabgang der Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe (1063) aus Katleri (23a): bis 13 mm lang und bis 5 mm breit. Der untere Teil ist mit stark phosphatischem und Phosphatknollen enthaltendem Gestein ausgefüllt, der obere Teil dagegen führt einen oolithischen Kalkstein; beide Teile sind scharf voneinander getrennt (s. Taf. XXIX, 8).  $4 \times$  vergrößert.

Abb. 5. und 6. Bohrloch aus der Lasnamäe-Stufe (532 M) von Väike-Pakri (3n). Man sieht die phosphatische Füllmasse im unteren Ende des Bohrloches, die durch die geschichtete, phosphatische Kruste scharf von der oberen Füllmasse getrennt ist. Die Kruste ist nach oben zu weniger scharf ausgeprägt und dort schwerer zu verfolgen.  $10 \times$  resp.  $25 \times$  vergrößert.



Tafel XXXIII.

1. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe im Vertikalschnitt, gezeichnet nach den Handstücken 990, 991 (auch auf Taf. XV, 1 wiedergegeben) und 992, alle aus dem Steinbruch von Peetri (53m).

Zeichenerklärung: 1 — grauer, teils violett gefleckter, feinkörniger Kalkstein der Aseri-Stufe, 2 — grauer, teils violett gefleckter, feinkörniger Kalkstein der *Vaginatum*-Stufe, der in seinem oberen Teil mehr oder weniger mit Eisenoxyd (3) imprägniert ist, 4 — die scharfe Grenzfläche. Grösse und Dichte der Pünktchen geben die Intensität der eisenoxydischen Imprägnation an. Man sieht, dass die Imprägnation dem Verlauf der Grenzfläche nicht konform ist. 2 × verkleinert.

2. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe im Vertikalschnitt, nach den Handstücken 943 (wiedergegeben auf Taf. XV, 2), 945 (wiedergegeben auf Taf. XVI, 3) und 1063 gezeichnet; alle aus Katleri (23a).

Zeichenerklärung: 1 — grauer, mergeliger Kalkstein mit zahlreichen Eisenooïden, typisches Gestein der Aseri-Stufe dieser Gegend, 2 — dunkelgrauer, feinkörniger Kalkstein mit wenigen kleinen Phosphatknollen (8), 3 — grauer, feinkörniger Kalkstein, typisches Gestein der *Vaginatum*-Stufe dieser Gegend (In diesem Kalkstein wurde ein Exemplar von *Echinospaerites aurantium* Gyll. (Ech) gefunden), 4 — phosphatische Imprägnation gleich unterhalb der Diskontinuitätsflächen, die an der Oberfläche des Kalksteins 3 besonders stark ist, 5 — pyritische Imprägnation bei den Grabgängen, 6 — stark phosphatische Füllmasse der älteren Grabgänge, 7 — eisenoxydische Imprägnation an der Oberfläche des Kalksteins 2. Die eisenoxydische Imprägnation besitzt nach unten zu eine recht scharfe Grenze, bedingt durch eine besonders intensive Anhäufung von Eisenoxyd (s. auch 943 M auf Taf. XVI, 4), 8 — Phosphatknollen. 2 × verkleinert.

3. Detailprofil des unteren Teils der Aseri-Stufe im Bohrloch von Lagedi, nach dem Bohrkern gezeichnet.

Zeichenerklärung: (siehe Legende unter Taf. XXXIII, 4): 1 — grauer mergeliger Kalkstein mit zahlreichen kleinen Eisenooïden, das typische Gestein der Aseri-Stufe dieser Gegend, 2 — dunkelgrauer, feinkörniger Kalkstein mit wenigen Phosphatknollen (4) und häufigen kleinen Glaukonitkörnern, 3 — hellgrauer, dichter Kalkstein, typisches Gestein der *Vaginatum*-Stufe dieser Gegend, 4 — Phosphatknollen, 5 — die an die Diskontinuitätsfläche gebundene phosphatische Imprägnation, die nahe der Oberfläche des Kalksteins 3 besonders intensiv ist. 2 × vergrössert.

4. Detailprofil des unteren Teils der Aseri-Stufe, nach dem Handstück 403 aus Liikva (13c) gezeichnet. Der linke Teil ist teilweise auf Taf. XV, 4 wiedergegeben.

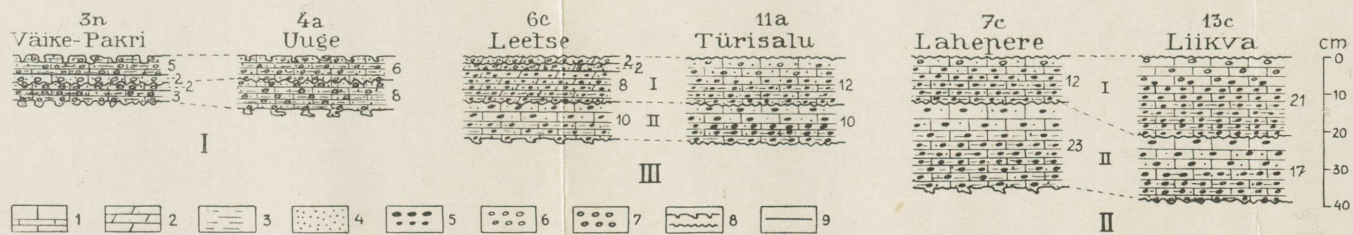
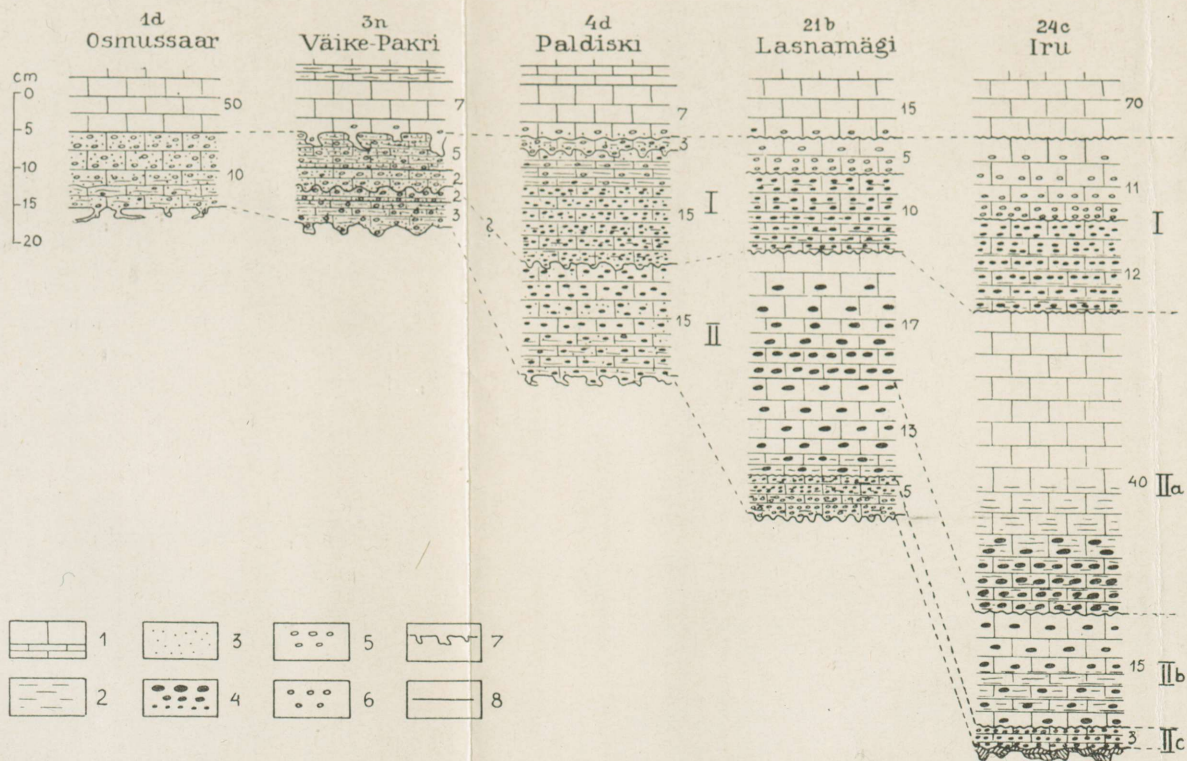
Zeichenerklärung: 1 — grauer, etwas mergeliger Sandkalkstein mit zahlreichen Ooiden, das typische Gestein der Aseri-Stufe dieser Gegend, 2 — grünlichgrauer, feinkörniger Sandkalkstein mit einzelnen Ooiden, wenigen Phosphatknollen und mit Fragmenten der älteren Grabgänge, 3 — hellgrauer Kalkstein mit wenigen Quarzkörnern, typisches Gestein der *Vaginatum*-Stufe dieser Gegend, 4 — Phosphatknollen in einem älteren, stark phosphatischen Grabgang, 5 — die an die Diskontinuitätsflächen gebundene phosphatische Imprägnation, besonders intensiv an der Oberfläche des Kalksteins 3, 6 — die an die älteren Grabgänge gebundene pyritische Imprägnation. 2 × verkleinert.

5. Detailprofil des unteren Teils der Aseri-Stufe bei Iru (24a). Schematische Zeichnung nach dem Profil.

Zeichenerklärung: 1 — grauer, mergeliger Oolithkalkstein des unteren Cephalopoden-Kalksteins (IIc) der Aseri-Stufe, 2 — hellgrauer Kalkstein mit wenigen grossen Eisenooïden, 3 — dunkelgrauer Kalkstein mit zahlreichen kleinen Glaukonitkörnern und einzelnen Ooiden, 4 — grauer, dichter, feinkörniger Kalkstein, das typische Gestein der *Vaginatum*-Stufe dieser Gegend, 5 — Diskontinuitätsfläche. 2 × verkleinert.

6. Basis-Diskontinuitätsfläche der Aseri-Stufe mit Grabgängen bei Osmussaar (1d). Oben — Profiliansicht, unten — die untere Fläche des Handstücks ca. 2 cm unterhalb der Grenzfläche (das selbe Stück auf Taf. XIV, 5 wiedergegeben).

Zeichenerklärung: 1 — oolithischer Sandkalkstein der Aseri-Stufe, 2 — Kalkstein der *Vaginatum*-Stufe, der in der Umgebung der Grenzfläche und der Grabgänge mit Pyrit (4) imprägniert ist. Die Grabgänge sind mit oolithischem Sandkalkstein gefüllt und die Füllmasse von einer phosphatischen Kruste (3) umhüllt. Das Relief der Diskontinuitätsfläche ist recht flach, auch die Grabgänge dringen nur wenig tief in das liegende Gestein ein. Die Pfeile bei den Grabgängen bedeuten, dass diese wohl weiter verfolgt werden können, aber in ihrem Verlauf von der Zeichenfläche abweichen. 2 × verkleinert.



A.

B.

## Einzelprofile der Aseri-Stufe aus West-Estland, 1:10.

Osmussaar (1d) — das westlichste resp. nordwestlichste Profil der Stufe (Prof. S. 46\*).

Väike-Pakri (3n) — als Beispiel der Profile der Väike-Pakri-Gruppe (Mächtigkeit unter 20 cm; Prof. S. 46).

Paldiski (4d) — als Beispiel der Profile der Liikva-Gruppe (Mächtigkeit 40—30 cm; Prof. S. 47).

Lasnamägi (21b) und Iru (24c) — als Beispiele der Profile der Umgebung von Tallinn (Mächtigkeit 40—80 cm; Prof. S. 50 resp. 52).

In diesen Profilen sind auch die untersten Schichten der Lasnamäe-Stufe eingezeichnet worden, um die obere Grenze der Stufe zu charakterisieren.

In den Profilen bedeutet: I — oberer und II — unterer Cephalopoden-Kalkstein, wobei II<sup>a</sup>, II<sup>b</sup> und II<sup>c</sup> dessen Unterabteilungen markieren.

Zeichenerklärung (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                               |                                    |
|-----------------------------------------------|------------------------------------|
| 1. Kalkstein in verschieden dicken Schichten. | 5. Weisse Ooide.                   |
| 2. Mergel in den Schichten.                   | 6. Pyritische Ooide (Väike-Pakri). |
| 3. Quarzkörner.                               | 7. Diskontinuitätsfläche.          |
| 4. Eisenooide von verschiedener Grösse.       | 8. Gewöhnliche Schichtgrenze.      |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben.

Im Profil von Iru sind auch die fraglichen Fragmente des *Echinospaerites*-Kalksteins eingezeichnet worden (s. Detailzeichnung XXXIII, 5).

\*) Prof. S. 46 — bedeutet Profilbeschreibung S. 46.

## Einzelprofile der Aseri-Stufe, 1:20.

I — aus der Väike-Pakri-Gruppe (Mächtigkeit bis 20 cm):

Väike-Pakri (3n) (Prof. S. 46).  
Uuge (4a) (Prof. S. 47).

II — aus der Liikva-Gruppe (Mächtigkeit 30—40 cm):

Lahepere (7c) (Prof. S. 48).  
Liikva (13c) (Prof. S. 49).

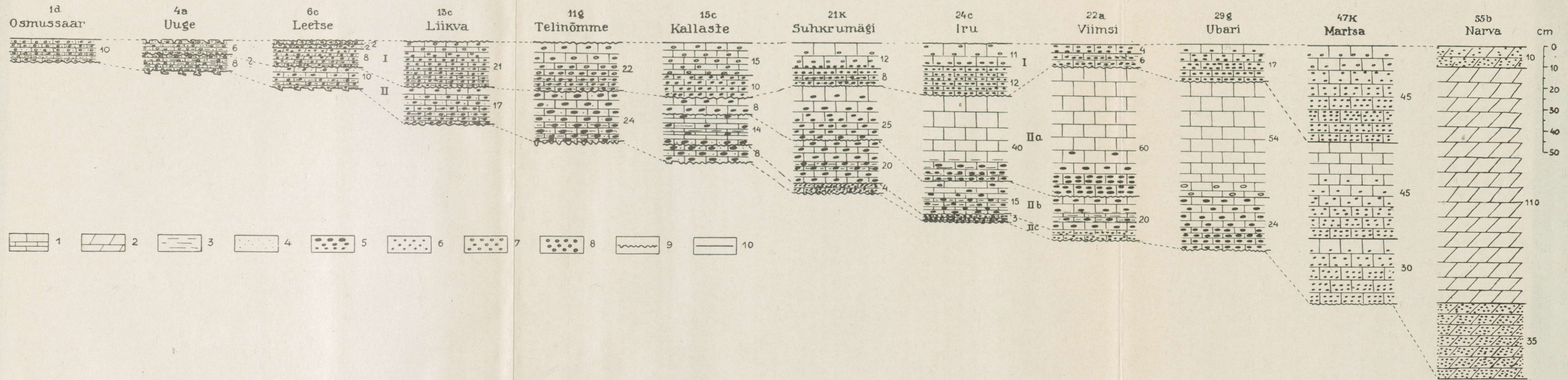
III — Übergangprofile zwischen der I. und II. Gruppe:

Leetse (6c) (Prof. S. 48).  
Türisalu (11a) (Prof. S. 49).

Zeichenerklärung (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                               |                                        |
|-----------------------------------------------|----------------------------------------|
| 1. Kalkstein in verschieden dicken Schichten. | 5. Eisenooide in verschiedener Grösse. |
| 2. Dolomitischer Kalkstein oder Dolomit.      | 6. Weisse Ooide.                       |
| 3. Mergelgehalt in den Schichten.             | 7. Pyritische Ooide.                   |
| 4. Quarzkörner.                               | 8. Diskontinuitätsfläche.              |
|                                               | 9. Gewöhnliche Schichtgrenze.          |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben.



Einige den Cephalopoden-Kalkstein der Aseri-Stufe charakterisierende Profile, 1:20.

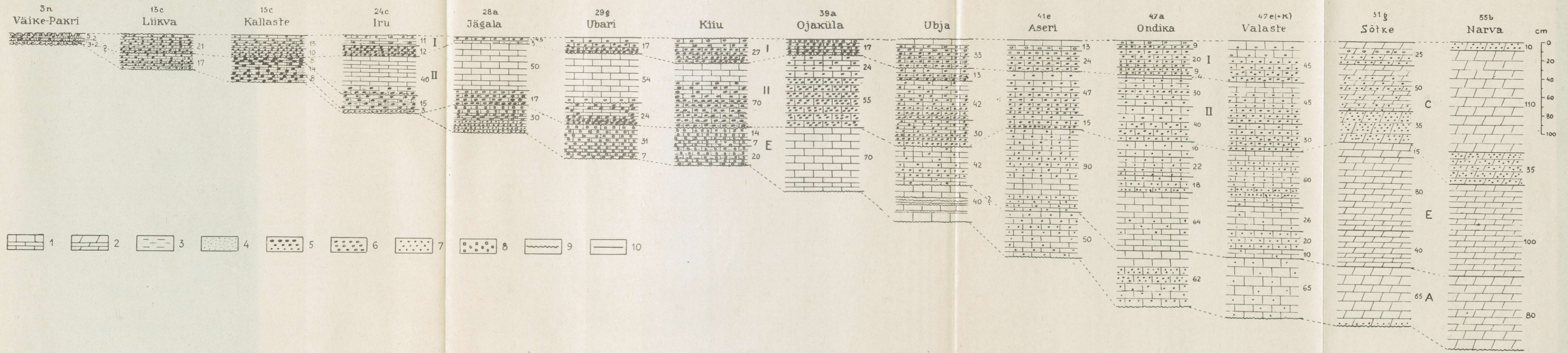
(Profilbeschreibung S. 46—60)

In den Profilen bedeutet: I — oberer und II — unterer Cephalopoden-Kalkstein, wobei IIa, IIb, IIc dessen Unterabteilungen markieren.

Zeichenerklärung: (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                                                           |                                         |                                |
|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------|
| 1. Kalkstein in verschiedenen dicken Schichten.                           | 3. Mergelgehalt in den Schichten.       | 7. Weisse Ooide.               |
| 2. Dolomitischer Kalkstein und Dolomit in verschiedenen dicken Schichten. | 4. Quarzkörner.                         | 8. Pyritische Ooide.           |
|                                                                           | 5. Eisenooide von verschiedener Grösse. | 9. Diskontinuitätsfläche.      |
|                                                                           | 6. Unregelmässige Ooide.                | 10. Gewöhnliche Schichtgrenze. |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben.



**Einige Profile der Aseri-Stufe aus dem Gebiet von Narva bis Väike-Pakri, 1:40.**

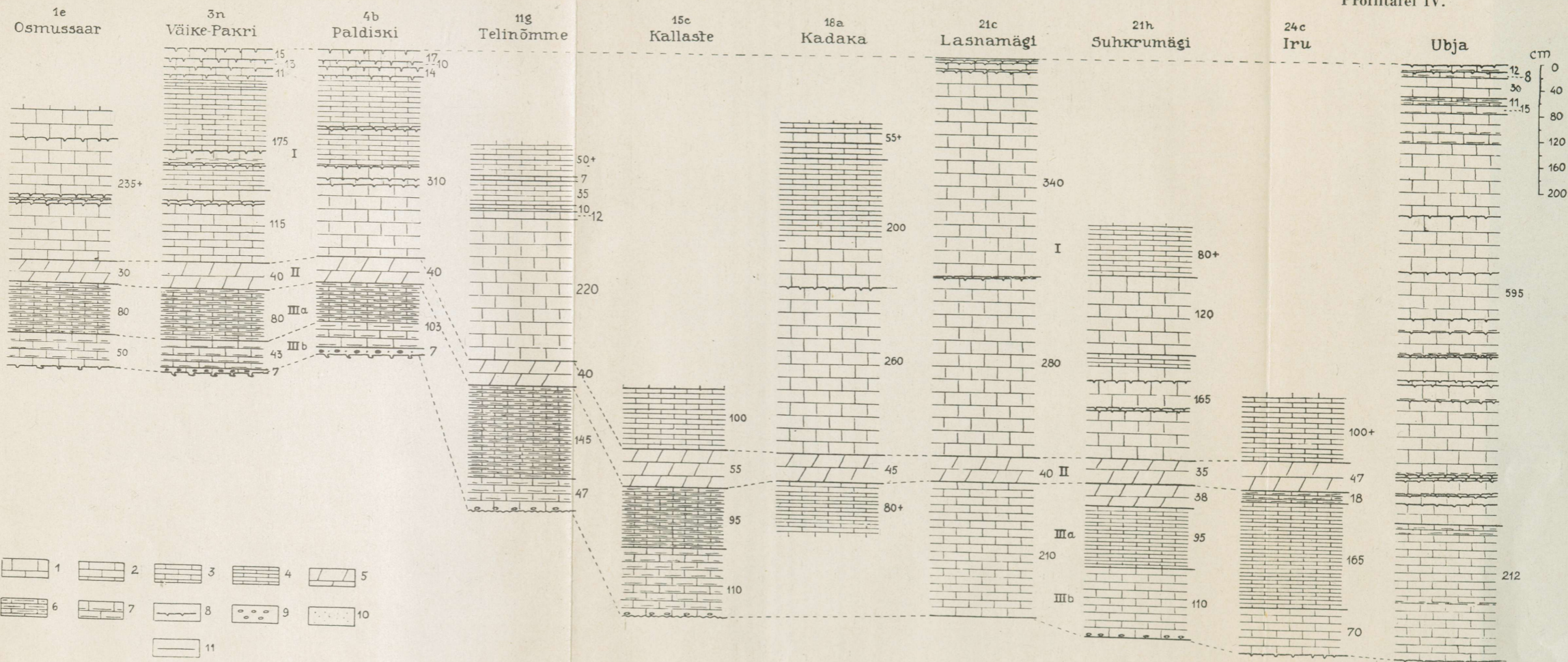
(Profilbeschreibung S. 46—60)

In den Profilen bedeutet: A — Asaphiden-Kalkstein, E — *Echinosphaerites*-Kalkstein, C — Cephalopoden-Kalkstein; I — oberer und II — unterer Teil des Cephalopoden-Kalksteins.

Zeichenerklärung (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                                                           |                                        |                                |
|---------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|--------------------------------|
| 1. Kalkstein in verschiedenen dicken Schichten.                           | 3. Mergelgehalt in den Schichten.      | 7. Unregelmässige Ooide.       |
| 2. Dolomitischer Kalkstein und Dolomit in verschiedenen dicken Schichten. | 4. Quarzkörner.                        | 8. Glaukonitkörner.            |
|                                                                           | 5. Eisenoide von verschiedener Grösse. | 9. Diskontinuitätsfläche.      |
|                                                                           | 6. Weisse Ooide.                       | 10. Gewöhnliche Schichtgrenze. |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben.



Profile der Lasnamäe-Stufe, 1:80.

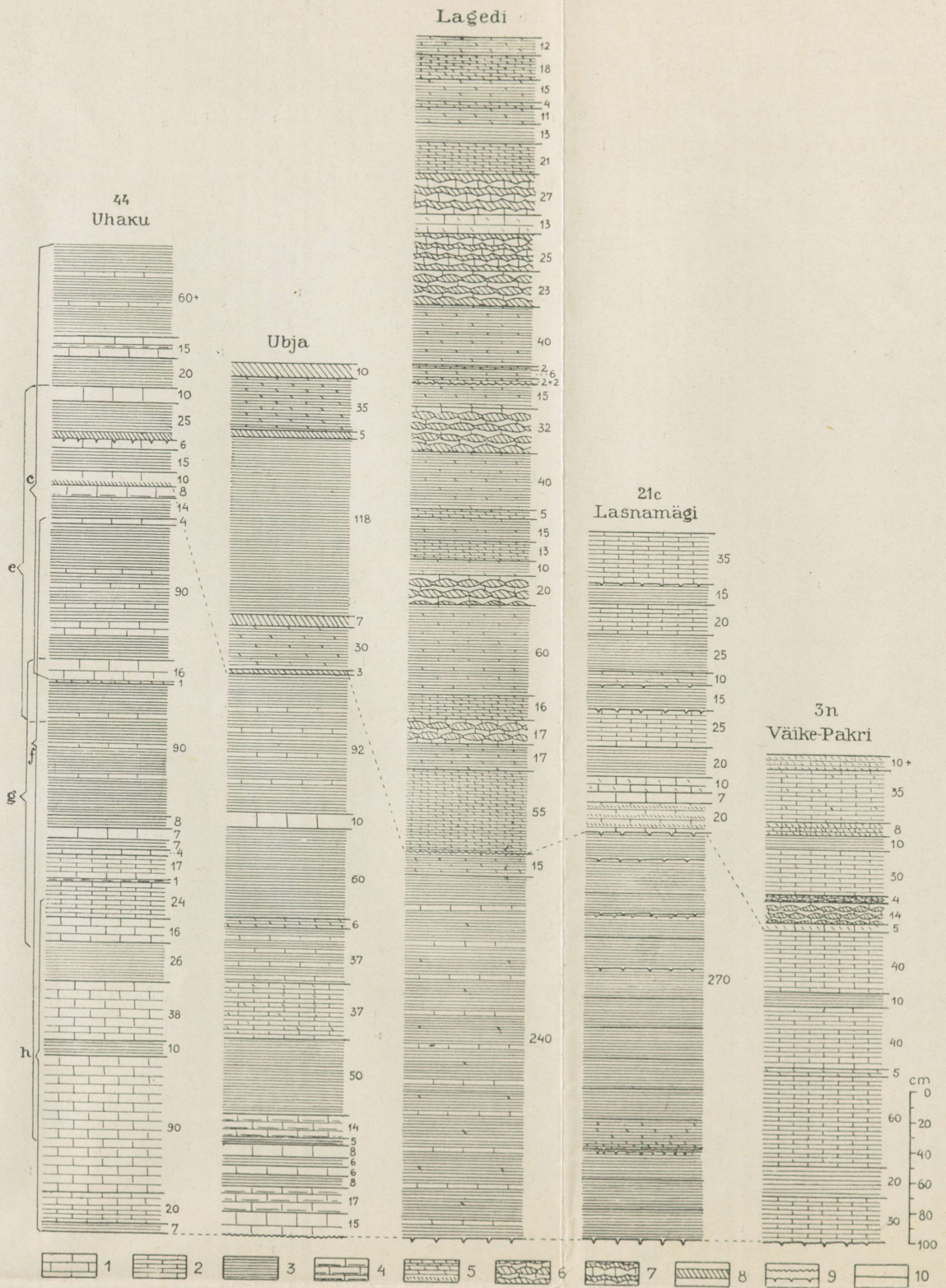
(Profilbeschreibung S. 140—146)

In den Profilen bedeutet: I — oberer harter Kalkstein, II — Dolomitbank, III — unterer mergeliger Kalkstein, während III<sup>a</sup> dessen oberen mergeligeren und III<sup>b</sup> den unteren härteren Teil bezeichnet.

Zeichenerklärung (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                                          |                                                        |                                |
|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|--------------------------------|
| 1—4. Harter Kalkstein in verschiedenen dicken Schichten. | 6. Mergeliger Kalkstein.                               | 9. Ooide.                      |
| 5. Dolomitischer Kalkstein und Dolomit.                  | 7. Harter Kalkstein mit dünnen Mergelzwichenschichten. | 10. Quarzkörner.               |
|                                                          | 8. Diskontinuitätsfläche.                              | 11. Gewöhnliche Schichtgrenze. |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben.



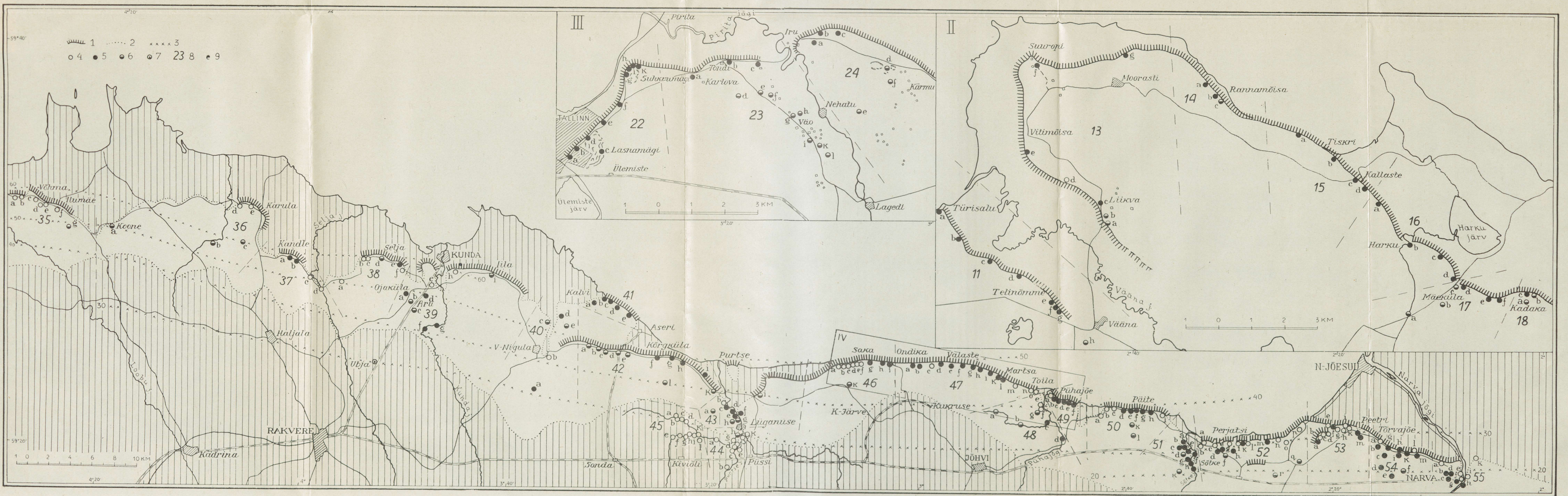
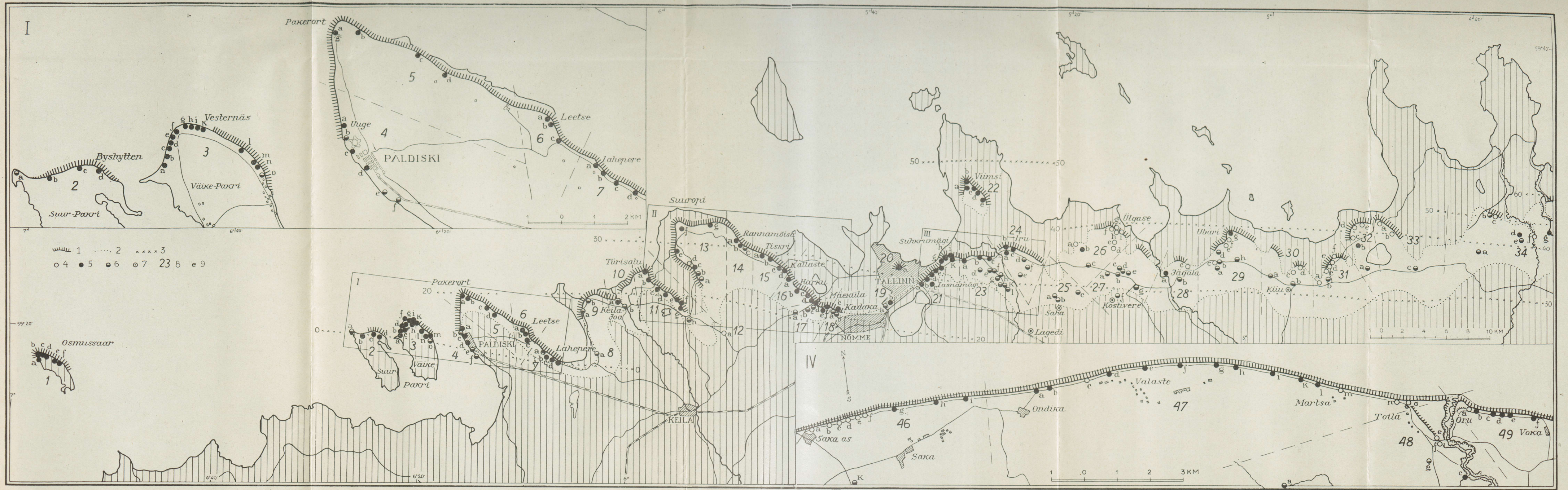
Profile der Uhaku-Stufe und des Hangenden, 1:40.

(Profilbeschreibung S. 193—198)

Zeichenerklärung (vereinfacht auf Grund der Profilbeschreibung):

- |                                                  |                                                          |
|--------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|
| 1. Harter, dickbankiger Kalkstein.               | 6. Mergelkalkstein mit reichlich Kukersit.               |
| 2. Weicher, dünn-schichtiger Kalkstein.          | 7. Kukersit mit Konkretionen des bituminösen Kalksteins. |
| 3. Mergelkalkstein.                              | 8. Kukersitschicht.                                      |
| 4. Mergeliger Kalkstein.                         | 9. Diskontinuitätsfläche.                                |
| 5. Kukersit in verschiedener Menge im Kalkstein. | 10. Gewöhnliche Schichtgrenze.                           |

Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten ist in cm angegeben. Die obere Grenze der Uhaku-Stufe ist durch eine unterbrochene Linie markiert. Die Buchstaben links vom Profil von Uhaku entsprechen den Lokalitäten der Gruppe 44 (Fig. 3, S. 199).

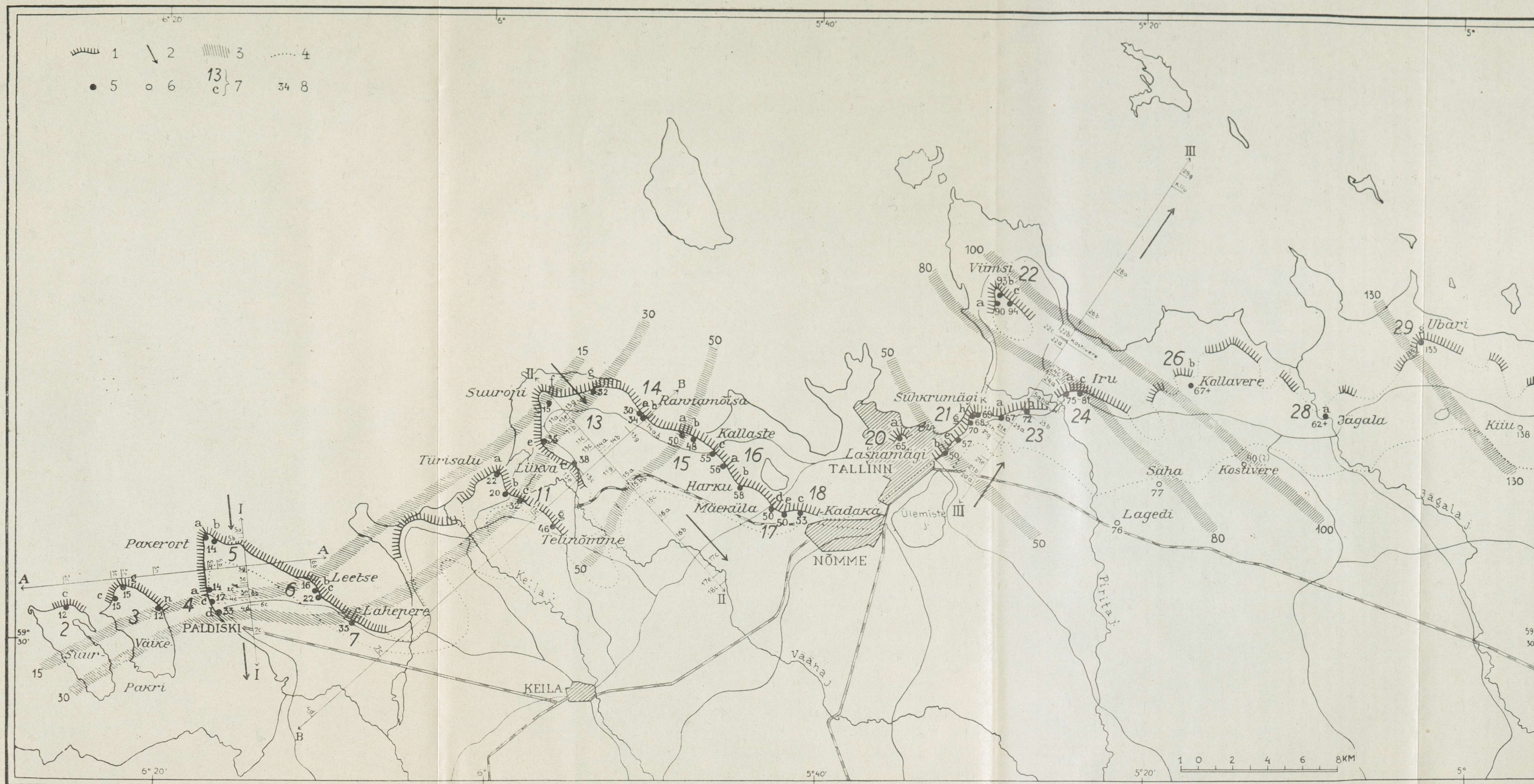


**Die Aufschlüsse und das Anstehende der Tallinna-Serie** (s. Text S. 10—34 u. S. 35—38). Masstab 1:252.000.

Zeichenerklärung: Das Anstehende der Serie ist der weisse Streifen zwischen den vertikal gestrichelten Flächen.

- |                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                    |                                                                                            |                                                                                             |                                                  |                                 |                                                          |
|------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------|----------------------------------------------------------|
| 1. Nordstländischer Gint, als Steilwand ausgebildet. | 4. Aufschluss der Tallinna-Serie, in dem nur die <i>Vaginatum</i> - oder <i>Megalaspis</i> -Stufe entblösst ist. Eine Ausnahme bilden die Aufschlussgruppen 44 und 45, in denen nur die <i>Uhaku</i> -Stufe und ihr Hangendes aufgeschlossen sind. | 5. Aufschluss der Tallinna-Serie, in dem u. a. die <i>Aseri</i> -Stufe aufgeschlossen ist. | 6. Aufschluss der Tallinna-Serie, in dem nur die <i>Lasnamäe</i> -Stufe aufgeschlossen ist. | 7. Bohrloch: Lagedi, Saha, Kiü, Kostivere, Ubja. | 8. Nummer der Aufschlussgruppe. | 9. Der den jeweiligen Aufschluss bezeichnende Buchstabe. |
|------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------|----------------------------------------------------------|

Einzelne Teile des Untersuchungsgebiets, in denen die Aufschlüsse schräg gedrängt nebeneinanderliegen, sind als Nebenkarten I—IV im Masstab 1:84.000 wiedergegeben worden.



Die Linien des gleichen Sedimentationscharakters und die Richtungen der Sedimentationsveränderung der Aseri-Stufe im westlichen Teil des Anstehenden der Tallinna-Serie (s. Text S. 85—88).

Masstab 1:252.000.

I, II, III — Profilinien, gezogen in der Richtung der Sedimentationsveränderung.

I. Auskeilende Profilgruppe von Pakerort — Paldiski, projiziert auf eine Profilinie in der Richtung N8°W — S8°O.

|                                      | N8°W |    |    |    |    |    |    |    |    |    | S8°O |    |  |
|--------------------------------------|------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|------|----|--|
| Lokalität:                           | 5a   | 5b | 3g | 3c | 4a | 2c | 3n | 6b | 4c | 6c | 4d   | 7c |  |
| Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe: | 14   | 14 | 15 | 15 | 14 | 12 | 12 | 16 | 17 | 22 | 33   | 35 |  |

II. Auskeilende Profilgruppe von Suurupi-Kadaka, projiziert auf eine Profilinie in der Richtung N37° — S37°O.

|                                      | N37°W |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     | S37°O |     |     |     |
|--------------------------------------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|-----|-----|-----|
| Lokalität:                           | 13f   | 11a | 13g | 13c | 11b | 11c | 13c | 14a | 14b | 11g | 15a | 15b | 15c | 16a | 16b   | 17c | 17e | 18c |
| Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe: | 15    | 22  | 32  | 35  | 20  | 32  | 38  | 30  | 34  | 46  | 50  | 48  | 55  | 56  | 58    | 50  | 50  | 53  |

III. Auskeilende Profilgruppe von Lasnamägi — Ubari, projiziert auf eine Profilinie in der Richtung S27°W — N27°O.

|                                      | S27°W |     |     |    |     |     |     |     |     |    |     |     |     |     | N27°O |     |     |     |
|--------------------------------------|-------|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|-------|-----|-----|-----|
| Lokalität:                           | 20a   | 21b | 21c | L. | 21g | 21h | 21k | 23a | 23b | S. | 24a | 24c | 22a | 22c | 22b   | Ko. | Ki. | 29g |
| Mächtigkeit (in cm) der Aseri-Stufe: | 65    | 50  | 54  | 76 | 70  | 68  | 69  | 67  | 72  | 77 | 75  | 81  | 90  | 94  | 93    | 90  | 138 | 133 |

Bohrlöcher: L — Lagedi, S — Saha, Ko — Kostivere, Ki — Kiiu.

A, B — Profilinien, gezogen in der Richtung des gleichen Sedimentationscharakters (s. Text S. 83 u. 82).

Zeichenerklärung:

- |                                                                 |                                                       |                                                                                             |
|-----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1. Nordestländischer Glint.                                     | resp. der gleichen Mächtigkeit der Aseri-Stufe in cm. | 6. Bohrloch.                                                                                |
| 2. Richtung der Sedimentationsveränderung der Aseri-Stufe.      | 4. Grenze des Anstehenden der Tallinna-Serie.         | 7. Nummer der Aufschlussgruppe und der Buchstabe, der den jeweiligen Aufschluss bezeichnet. |
| 3. Linien des gleichen Sedimentationscharakters der Aseri-Stufe | 5. Aufschluss der Aseri-Stufe.                        | 8. Mächtigkeit der Aseri-Stufe in cm.                                                       |

Est. A- 3551

TÜ RAAMATUKOGU



1 0300 00826503 7

1.