PUBLICATIONES
INSTITUTI UNIVERSITATIS DORPATENSIS GEOGRAPHICI
Director: Professor Dr. MICHAEL HALTENBERGER

№ 12—14

DIE OBERFLÄCHENGESTALTUNG DES NORDOSTESTLÄNDISCHEN KÜSTEN-TAFELLANDES

VON

A. TAMMEKANN

TARTU 1926

Acta et Commentationes Universitatis Dorpatensis A IX.7

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 1
Einleitung 7
I. Die äusseren Formen 11
A. Formentypen 11
1. Der Strand 13
a) Der breite, ebene Strand 15
b) Der schmale, unebene Strand 15
c) Der Blockstrand 17
2. Das Kliff 18
a) Das hohe, steile Kliff 18
b) Das niedrigere, flachere Kliff 19
3. Die Tafelfläche 19
a) Die obere Fläche (eigentliche Tafelfläche) 20
b) Die Stufenflächen 21
4. Die Tafelstufen 22
5. Die geschlossenen Erhebungen der Tafelfläche 22
a) Grosskuppen 23
b) Kleinkuppen und Kuppeln 24
c) Grossschwellen und Rücken 24
Der „Hiiemägi“ von Purtse 25
Die Blauberge von Vaivaru 25
Die „Berge“ von Laagna 26
d) Kleinrücken und Kuppen von länglicher Gestalt 27
6. Täler 28
a) Sohlentäler 28
Das Purtse-Tal 28
Das Pühajõe-Tal 30
Das Voka-Tal 31
Das Sõtke-Tal 32
b) Kerbtäler 33
7. Geschlossene Hohlformen 34
B. Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen 34
C. Die Formengruppen und ihre Verbreitung 35
D. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes 36
II. Der geologische Bau 39
A. Der Untergrund 42
1. Der blaue Ton 44
2. Der graue, tonige und dolomithaltige Sandstein 48
3. Weisser Quarzsandstein 49
4. Obolensandstein 50
5. Der bituminöse Tonschiefer 52

Seite

6. Der tonige Glaukonitsand 53
7. Die Kalksteine 54
1) Glaukonitkalkstein 54
2) Vaginatenkalkstein 55
3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite 56
4) Die oberen Kalksteine 56

B. Die Bodendecke 57
1. Die Moränendecke 62
2. Verwitterungsschutt 67
a) Die Schuttdecke auf der Tafelfläche 67
b) Schutthalden 68
3. Fluviale Ablagerungen 70
4. Strandablagerungen 74
5. Äolischer Sand 76
6. Limnische Ablagerungen und Torf 76

III. Physiologie der Oberflächengestaltung 78
A. Die wirkenden Kräfte 81
1. Allgemeine oder regionale Kräfte 81
2. Die lokalen Kräfte 83
Die Lufttemperatur und deren Schwankungen 83
Der Wind 85
Das Wasser 86
Die Pflanzendecke 90
Tiere und Menschen 90

B. Das Zusammenwirken lokaler Kräfte innerhalb der Formengruppen 91
1. Zurückschreitende Kliffküste (Arbeitskliffküste) 91
2. Ruhekliffküste 102
3. Talmündungen 105
4. Tafelflachland 109
5. Die Grossrücken der Tafelfläche 114
6. Der Karst 115

IV. Die Entstehung und Entwicklung der Oberflächengestaltung 119
1. Die präglaziale Periode 122
2. Die glaziale Periode 126
3. Die Niveauveränderungen der spät- und postglazialen Periode 131
4. Die Folgen der Niveauveränderungen 141
a) Das Purtse-Tal 143
b) Die Täler des Pühajõgi und von Voka-Konju 147
c) Das Sõtke-Tal 149
d) Die Küste 150

Vorwort.

Im Laufe der letzten Jahrzehnte ist in der methodischen Fachliteratur viel über das eigentliche Objekt der Geographie, dessen Behandlungsweise, über die Beziehungen der allgemeinen Geographie zur Länderkunde (zur regionalen Geographie) usw. geschrieben und polemisiert worden. Jetzt scheint die Ansicht allgemeine Anerkennung gefunden zu haben, dass die Geographie Regionen der Erdoberfläche behandeln muss, vor allem die sogen. Landschaften. Meinungsverschiedenheiten herrschen aber noch über die in Betracht zu ziehenden Eigenschaften und die Definition dieser Landschaften.

Am klarsten und genauesten hat mein hochverehrter Lehrer Prof. J. G. Granö seine Ansichten über das Wesen des Objekts der geographischen Forschung und dessen Bestimmungsweise ausgesprochen [1]). Als Beispiel der praktischen Durchführung der Methode unternahm Granö die Einteilung Estlands in landschaftliche Einheiten [2]). Diese Arbeit ist als erste dieser Art natürlich nur vorbereitend, da sie sich im wesentlichen nicht auf direkte Beobachtungen, sondern auf die Angaben der topographischen Karte 1 : 42 000 stützt. Dennoch muss man die von Granö bestimmten landschaftlichen Einheiten für richtig und treffend halten.

1) „Eesti maastikulised üksused." Mit einem deutschen Referat „Die landschaftlichen Einheiten Estlands". „Loodus", Tartu 1922. — „Maastikuteaduse ülesanded ja maastiku vormide süsteem" (Die Aufgaben der Landschaftskunde und Systematik der Landschaftsformen). „Loodus", Tartu 1924. — „Ümbrus maateaduse uurimisesemena" (Die Umwelt als Gegenstand der geographischen Forschung). *Ib.* — In seinem akademischen Unterricht an der Universität Helsinki (Helsingfors) hat Granö während der letzten Jahre seine Methode weiter entwickelt. Als Zusammenfassung derselben wird in nächster Zeit ein grösseres Werk „Die reine Geographie" erscheinen.

2) *Op. c.*

Diese Bestimmungen sollen nun weiter auf Grund von genaueren Untersuchungen, die an Ort und Stelle unternommen wurden, revidiert und die Landschaften weiter in Teillandschaften und Landschaftsteile zergliedert werden. Zugleich ist ein vollständiges Bild vom Aussehen der Landschaft, von den dort auftretenden Formen und Formentypen, sowie von deren Gruppierung und Verbreitung zu geben. Diese ganze, rein beschreibende Arbeit dient nur als Vorbereitung für die Hauptaufgabe, und zwar für die erklärende Darstellung der Wechselbeziehungen der Kräfte und Vorgänge in der Landschaft (Physiologie der Landschaft), gleichwie für die Aufhellung der Entstehung und Entwicklung (Genesis) der heutigen Landschaft, welche als Folge jenes Zusammenwirkens der Kräfte und dessen periodischen Wechsels vor uns steht.

Als Versuch einer solchen Arbeit unternahm ich die Bearbeitung einer von Granö bestimmten und von mir an einer anderen Stelle[1]) in Bezug auf ihre Ausdehnung und Grenzen untersuchten landschaftlichen Einheit, und zwar des an der Nordostküste Estlands gelegenen „Tafellandes“[2]). Eine solche Arbeit ist am besten abschnittsweise auszuführen. Zuerst beginnt man mit der Beschreibung und Erklärung der Oberflächengestaltung des landschaftlichen Gebietes, dann folgen die landschaftlichen Formen des Wassers und der Pflanzendecke, weiter die vom Menschen geschaffenen Formen und das Milieu. Zuletzt muss man auf Grund des Vorangegangenen die Landschaft weiter in kleinere Teile zergliedern. Letztere können unter anderem auch als fertige regionale Einheiten für verschiedene andere Untersuchungen dienen, die im Zusammenhang mit der Erdoberfläche und der Umgegend stehen (statistischer, wirtschaftlicher, geschichtlicher, kulturgeschichtlicher und anderer Art).

In vorliegender Schrift ist der erste grundlegende Teil dieser vielseitigen Arbeit in Angriff genommen worden, und zwar die Beschreibung und Erklärung der Oberflächengestaltung des nordostestländischen „Tafellandes.“ Zu diesem Zweck ist folgender Weg eingeschlagen worden. Nach der allgemeinen Charakteristik der Lage des Gebietes folgt die Feststellung seiner

1) „Koillis-Viron rannikkolaakio-seutukunnan rajat“ (Die Grenzen des nordostestländischen Küstentafellandes). „Terra“ 1926 № 1, Helsinki (Helsingfors).

2) J. G. Granö, Die landschaftlichen Einheiten Estlands, S. 61 u. 88.

Grösse und Grenzen, wobei die betreffenden Bestimmungen Granös einer Durchsicht unterzogen wurden. Bei der Beschreibung der Oberflächengestaltung des Gebietes sind im wesentlichen nicht die unbedeutenden individuellen Besonderheiten und Kleinzüge der Formen, sondern die verallgemeinerten und nur Charakteristisches enthaltenden Formentypen berücksichtigt worden. Als Ergänzung dazu dienen noch Photographien, Profile und Kartenskizzen, die gerade individuelle Formen und Züge der Landschaft darstellen. Die Formen bilden in ihrer Gesamtheit die Formengruppen, bei deren Behandlung gleichfalls nur die Hauptzüge im Auge behalten worden sind. Die Verbreitung der Typen verschiedener Formen und Formengruppen kann man am besten an der Hand der entsprechenden Karten verfolgen. Diese bedürfen zum Verständnis nur einer kurzen Erläuterung.

Die Zusammensetzung (Aufbau) der Formen bildet neben der äusseren Gestalt einen zweiten wichtigen Komplex morphographischer Tatsachen. Dazu gehört sowohl das anstehende Gestein (der Untergrund), wie auch die über dasselbe ausgebreitete lose Bodendecke, die sich beide am Aufbau der Formen beteiligen.

Weiter folgen die chronologischen Eigenschaften der Oberflächengestaltung. Da diese aber nur die Folgen und Äusserungen der in der Oberflächengestaltung vorsichgehenden Zusammenwirkung der Kräfte darstellen, werden sie zusammen mit der Physiologie der Oberflächengestaltung betrachtet werden. Bei der Untersuchung hat es sich ergeben, dass die morphographischen Formengruppen meistenteils auch zugleich physiologische Einheiten sind; wenigstens gilt dieses für das in Frage stehende Gebiet.

Durch das Kennenlernen der physiologischen Vorgänge gewinnen wir Einsicht in den Ursprung und die Entwicklung der Formen und der Formengruppen.

Neben den harmonischen Formen und Zügen, die ein Ergebnis lokaler jetztzeitlicher Vorgänge sind, sehen wir in der Oberflächengestaltung verschiedene disharmonische und aus der Vorzeit stammende Formen auftreten. Zur Erklärung ihres Ursprungs und ihrer Entwicklung müssen wir uns auf die Ergebnisse verschiedener Hilfswissenschaften stützen, vor allem auf diejenigen der Geologie, Paläontologie und Archäologie. Nur auf diesem Wege lässt sich die Genesis der heutigen Oberflächen-

gestaltung vollständig aufhellen. Die Errungenschaften der in der letzten Zeit stark fortgeschrittenen Geochronologie gestatten uns bis zu einem gewissen Grade den Entwicklungsgang auf genaue Zeiteinheiten zurückzuführen.

Der vorhin kurz skizzierte Arbeitsplan war mir in der endgültigen Fassung durchaus noch nicht klar, als ich im Sommer 1922 mit den Untersuchungen und dem Sammeln des Materials begann. Die Arbeiten wurden deshalb gewissermassen mangelhaft und planlos ausgeführt, und nahmen mehr Zeit in Anspruch als dazu eigentlich nötig gewesen wäre. Auf den Vorschlag von Prof. Granö nahm ich zuerst nur einen kleinen Teil des Gebietes in Angriff, und zwar die Umgebung der Mündung des Purtse-Flusses. Diese ist für das zu beschreibende Gebiet gerade sehr charakteristisch. Hier konzentrieren sich viele Erscheinungen und Probleme, deren Lösung in vieler Hinsicht die weiteren ausgedehnteren Untersuchungen erleichtert. In den drei folgenden Sommern (1923—25) erweiterte ich meine Arbeit über das ganze Gebiet. Es gibt für diese Gegend, wie für ganz Estland, eine gute und genaue topographische Karte[1]), welche einen guten Überblick über die Formen, deren Gruppierung und Verbreitung ermöglicht, wenn auch ihr Massstab 1 : 42 000 für die Darstellung der Einzelheiten der Oberflächengestaltung ein wenig klein ist. Ergänzende Messungen und Aufnahmen waren nur für das fein zergliederte Kliff und die Flusstäler notwendig. Die Arbeitsbedingungen — die beschränkte Zeit, die mir zur Verfügung stand, und die Notwendigkeit mit einem einzigen Gehilfen auszukommen — gestatteten es nicht, schwere und in ihrer Handhabung zeitraubende Messapparate zu benutzen. Man musste sich mit weniger präzisen, dagegen leicht zu handhabenden und transportierbaren Instrumenten begnügen. Zu diesem Zweck gebrauchte ich einen Handkompass, ein kleines Taschennivellierinstrument, das ich nötigenfalls an einem gewöhnlichen zusam-

1) Von Topographen der russischen Armee in den Jahren 1894—97 aufgenommen. Die topographische Abteilung des estnischen Generalstabs hat unveränderte Abzüge dieser Karten veröffentlicht. Während des Weltkrieges veröffentlichte der russische Generalstab auf Grund der früheren (1894—97) Aufnahmen eine neue Ausgabe im Massstab 1 : 84 000, welche dank der farbigen Höhenlinien und geschickten Generalisierung noch übersichtlicher und lesbarer ist, als es die alte war. Für das Küstenland NE-Estlands kommen die Blätter 3—39 bis 3—45 und 4—40 bis 4—45 im Massstab 1 : 42 000 und die Blätter VIIIc 22—24 im Massstab 1 : 84 000 in Betracht.

menklappbaren photographischen Stativ befestigen konnte, eine 3 m lange zusammenlegbare Latte und ein 20 m langes Messband. Während der Arbeit erwies es sich, dass diese wenigen und einfachen Instrumente für das Messen und die Aufnahme kleinerer Formen und für die Bestimmung verschiedener Niveaus (die Höhe der Küsten- und Talterrassen, Strandwälle usw.) auf Grund der vorhandenen topographischen Karten genügten. Unterschiede und Ungenauigkeiten, die sich dabei ergaben, schwankten meist nur bis zu einem Meter.

Die von mir selbst aufgenommenen oder direkt der topographischen Karte entnommenen Formen gruppierte ich nach ihren typischen Eigenschaften und verzeichnete sie mit den entsprechenden Signaturen und Farben auf der Arbeitskarte. So entstand allmählich die Karte der Verbreitung der Formentypen und typischen Formengruppen.

Mehr Arbeit verlangte die Untersuchung des Formenaufbaus, weil in Estland die spezielle geologische Aufnahme noch nicht unternommen worden ist[1]). Ich musste das in meinem Gebiet selbst machen. Dabei behielt ich nur den geomorphologischen Standpunkt im Auge und teilte den Gesteinsgrund vor allem nach dessen Verwitterungsart und Widerstandsfähigkeit gegen Erosion ein. Viel Aufmerksamkeit schenkte ich der Art, der Ausdehnung und der Mächtigkeit der losen Bodendecke. Unter dem Zwang der Verhältnisse unterblieb die Untersuchung des die Bodendecke bildenden Materials in Bezug auf den Fossiliengehalt. Dieser immer weiter fortschreitende und sich immer mehr vervollkommnende Forschungszweig operiert heute mit feinen und komplizierten Methoden und bildet so ein spezielles Arbeitsgebiet, welches nicht den Geographen angeht, dessen Ergebnisse aber besonders in geologischer Hinsicht wichtig sind.

Als eine Zusammenfassung aller Untersuchungsarbeiten entstand der physiologische und genetische Teil dieser Schrift. Er ist natürlich das vereinheitlichte Resultat vieler einzelnen Beobachtungen und Wahrnehmungen, die zu verschiedener Zeit und an verschiedenen Orten gemacht worden sind.

---

1) Es liegen nur stark generalisierte und veraltete Karten in kleinem Massstab vor.

Es ist mir eine angenehme Pflicht meinen Dank allen denjenigen auszusprechen, die durch wertvollen Rat und Auskünfte mir bei meiner Arbeit behülflich gewesen sind. Besonders grossen Dank schulde ich meinem lieben und verehrten Lehrer Prof. J. G. Granö, der meine Arbeiten im Laufe mehrerer Jahre mit andauerndem Interesse verfolgt hat und mir fortwährend mit Rat und Tat zur Seite stand. Bei der Diskussion der postglazialen Entwicklung des Gebiets erhielt ich wertvolle Winke von Prof. W. Ramsay und Dr. M. Sauramo zu Helsingfors.

Einleitung.

Die Umgegend des Ostseebeckens stellt ein im allgemeinen niedriges, flaches Gebiet dar, in dem die absoluten Höhen, wie auch der Wechsel der relativen Höhenunterschiede gering sind, im äussersten Fall erreichen sie 200—300 m. Dieselbe unbedeutende Veränderlichkeit des Reliefs äussert sich auch in den geringen Tiefen des Ostseebeckens (ausgedehntere Becken erreichen nur 250 m). Die Erdoberfläche steigt vom Meer nach der Peripherie zu langsam an, und bedeutendere Höhen treten erst in einiger Entfernung auf, das Ostseebecken ringartig umgebend. Am auffallendsten und raschesten ist der Anstieg im W und NW, wo sich schon 300 km weit von der Strandlinie die 1500—2000 m hohe skandinavische Kette erhebt. An anderen Stellen hält sich das Land in weiter Ausdehnung in den Grenzen des Tieflandes, in grösserer Entfernung vom Meer zum Mittelland übergehend. In den verschiedenen Gebieten dieses Tieflandes wechseln nur die relativen Höhen, welche von der Ungleichheit im Aufbau des Untergrundes und von der in verschiedenem Masse vor sich gegangenen glazialen Abtragung und Aufschüttung abhängig sind. In dieser Beziehung zerfällt das Ostseegebiet in drei deutlich sich unterscheidende Teile: Im NW und N das alte kristalline Denudationsgebiet, Fennoskandia, in den Hauptzügen ziemlich eben, in den Einzelheiten aber sehr abwechslungsreich und uneben. Im E und SE erstreckt sich die fast vollständig ebene paläozoische Sedimenttafel — die sog. russische Tafel —, und erst an deren Peripherie bringt die Zone mächtiger glazialer Aufschüttung einen Wechsel des Reliefs mit sich. Südlich und südwestlich von der Ostsee im norddeutschen Flachland und in Dänemark tritt dieser Wechsel noch schärfer hervor, bedingt teils durch den weichen spätmesozoischen und tertiären Untergrund, teils durch die periphere Lage dieser Länder im Vereisungsgebiet.

Estland ist am nordwestlichen Rand der russischen Tafel in der Ausbuchtung zwischen dem Finnischen und dem Livischen (Rigaschen) Meerbusen gelegen. Von dieser Lage sind auch die allgemeinen Züge der Oberflächengestaltung des Landes abhängig. Eine von beinahe horizontalen Kalksteinschichten gebildete Tafel mit ebener oder schwach welliger Oberfläche ist im N am Finnischen Meerbusen von einem steilen Denudationsrand, dem sog. Glint, begrenzt. In Südestland sind die ein wenig nach S fallenden Kalksteine mit diskordant übergreifendem weicherem devonischem Sandstein bedeckt. Zugleich gehört das Gebiet schon in den Bereich der vorherrschenden glazialen Aufschüttung, und die Höhen wie auch die Abwechselungen im Relief nehmen dementsprechend zu. Am deutlichsten äussert sich das im SE Estlands in Gestalt der Otepää- und Haanja- Höhen. Ausser den

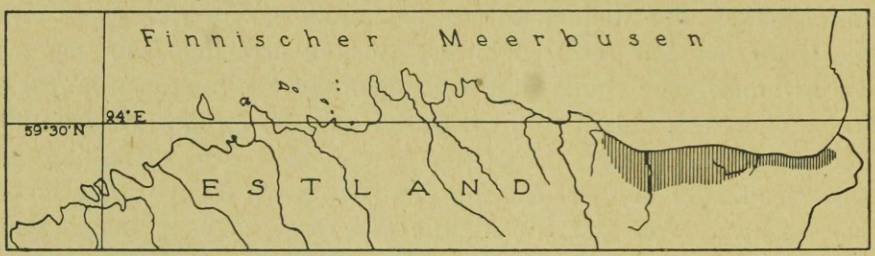


Fig. 1. Die Lage des Gebietes (schraffiert) an der nordestländischen Küste.

in der Landschaft als Erhebungen auftretenden Aufschüttungsformen sind für die Oberflächengestaltung Estlands auch Erosionsformen, vor allem die Täler, charakteristisch. Im Sandsteingebiet Südestlands sind es die als Urstromtäler bezeichneten breiten Sohlentäler, die beim Rückzuge des quartären Landeises entstanden sind. In Nordestland dagegen sieht man hauptsächlich enge, steilwandige Sohlen- und Kerbtäler, eine Folge der postglazialen Erosion des vom Glint herabfliessenden Wassers. Das Küstenland Nordestlands stellt also in seinen Hauptzügen eine im N durch eine scharf ausgeprägte Stufe begrenzte einseitige Tafel dar, deren 30—50 m hohen steileren oder flacheren Rand hier und da tiefe, steilwandige Täler durchschneiden. Der Tafelrand und somit auch die Form der Küste ist in ihrer ganzen Ausdehnung keine gleichförmige. Man kann zwei Haupttypen der Küste und des Glints unterscheiden (Fig. 1). Im E, ungefähr zwischen Narva-Jõesuu und Aseri, verläuft die Strandlinie gerade in ostwestlicher Richtung. Von hier an aber fängt sie sich

merklich an zu schlängeln, wird buchtig und bildet in grösserer Zahl nach N und NNW gerichtete Halbinseln, Landzungen und zwischen ihnen gelegene Meerbusen und Buchten. Auch fangen vor der Küste Inseln an aufzutreten. Verschieden ist auch die vertikale Gliederung, d. h. das Profil der Küste. Der gerade verlaufende östliche Teil stellt eine ausgesprochene Kliffküste mit einem sehr schmalen, stellenweise fast ganz verschwindenden Strandstreifen zwischen der Strandlinie und dem Glint dar, während der westliche Teil fast durchweg — einige kurze Strecken ausgenommen — Flachküste ist. Das steile Küstenkliff, der Glint, tritt hier weiter ins Land zurück und ist kein ausschlaggebender Faktor mehr für die Charakteristik der Küste.

Der als typische Kliffküste erscheinende östliche Teil der nordestländischen Küste und das von ihm umsäumte höher gelegene Flachland nennen wir im Folgenden — die Oberflächengestaltung im Auge behaltend — die nordostestländische Küstentafel. Als landschaftliche Einheit entspricht diese dem von Granö bestimmten[1]) und von mir in Hinsicht auf seine Ausdehnung und Grenzen untersuchten „Küstentafelland“[2]) (Fig. 1). Dieses wird von einem ungefähr 70 km (mit den Übergangszonen zusammen 100 km) langen und 5—15 km breiten, länglichen Landstreifen gebildet, welcher sich in westöstlicher Richtung längs der Südküste des Finnischen Meerbusens, ungefähr zwischen dem Pada- und dem Narva-Fluss, hinzieht. Grenzmeridiane sind ungefähr 26° 50′ und 28° E von Greenw. Das Areal der Landfläche des Gebietes beträgt rund 600 km².

Die nordostestländische Küstentafel ist früher vorwiegend nur von der geologischen Seite untersucht und beschrieben worden. Die zahlreichen schönen Entblössungen im schroffen Küstenkliff lenkten schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich und lockten zu näheren detaillierten Untersuchungen. Viele namhafte russische, wie auch ausländische Geologen der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Engelhardt, Eichwald, Murchison, Keyserlingk u. a.) haben den Glint NE-Estlands besucht und beschrieben. Von grundlegender Bedeutung sind die Untersuchungen von Fr. Schmidt, mit welchen sich der unermüd-

1) Die landschaftlichen Einheiten Estlands, S. 61 u. 88, Fig. 5—7.
2) „Terra“ 1926 № 1, Helsinki (Helsingfors).

liche Forscher über fünfzig Jahre beschäftigt hat[1]). In neuerer Zeit ist zur genaueren Kenntnis der Geologie Nordestlands von Mickwitz[2]), Lamanski[3]), Raymond[4]) und Bekker[5]) viel beigetragen worden. Ich selbst habe ein Glied der den Glint aufbauenden Schichtenserie — den Dictyonema-Schiefer bearbeitet[6]). Eine kurzgefasste Geschichte der geologischen Erforschung Nordestlands, mit detaillierten Literaturnachweisen, finden wir bei Lamanski und Bekker[7]).

Mehr Interessantes vom morphologischen Standpunkt aus enthälten die Aufsätze von Helmersen[8]). Die Morphologie und die quartäre Geschichte des Gebietes ist zuerst von Hausen systematisch behandelt worden[9]). Hausen gibt ein in den allgemeinen Zügen zuverlässiges und übersichtliches Bild von den Oberflächenformen des Gebietes und ihrer Entstehung.

1) Die Hauptwerke sind: Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurl. I. S., II. Bd., Dorpat 1858. — Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Mém. de l' Ac. Imp. des sciences de St. Pét. VII. S., T. XXX, 1882.

2) A. v. Mickwitz, Über die Gattung Obolus Eichwald. Mém. de l' Ac. Imp. St. Pét. VIII. S., T. IV, 1896.

3) V. Lamanski, Древнѣйшіе слои силурійскихъ отложеній Россіи (Die ältesten Stufen der Silurablagerungen Russlands, Etage B). Mém. du com. géol. St. Pét., N. S. XX, 1905.

4) P. Raymond, The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College, Vol. 56, 1916.

5) H. Bekker, The Kuckers Stage of the Ordovician Rocks of NE Esthonia. Acta et Comm. Univ. Dorpatensis, A II 1, 1921. — Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest (Übersicht über die Ergebnisse der Untersuchungen auf dem Silurischen Gebiet Estlands), „Loodus" Tartu 1922.

6) A. Tammekann, Die Untersuchung des Dictyonema-Schiefers in Estland. Acta et Comm. Univ. Dorpat., A VI 5, 1924.

7) a. a. O.

8) G. v. Helmersen, Über das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres etc. Bull. de la Cl. phys.-math. de l' Acad. Imp. St. Pét. XIV, 1856.

— Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands, II. Teil. Mém. Ac. Imp. St. Pét. VII. S., T. XXX, 1882.

9) H. Hansen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern. „Fennia" 34, Helsingfors 1913.

— Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. *Ib.*

I. Die äusseren Formen.

A. Formentypen.

Eine Beschreibung der äusseren Formen und Züge der Oberflächengestaltung irgendeines Gebiets kann auf zweierlei Weise ausgeführt werden. Einerseits kann man, in der Beschreibung allmählich regional fortschreitend, jeden Wechsel in der Erdoberfläche, deren Steigen und Fallen, wie auch die dadurch bedingten Oberflächenformen nach ihren Dimensionen, nach ihrer Gestalt, ihren Formenteilen u. a. jedes für sich allein betrachten. Eine solche Beschreibung gibt das vollständigste und detaillierteste Bild von der Oberflächengestalt des Gebiets. Sie wird aber unvermeidlich lang und trocken; die gleichen Formen müssen wiederholt beschrieben werden, und der Leser verliert im Reichtum der Einzelheiten die Übersicht über das ganze Gebiet. Neben einer guten Karte ist eine solche Beschreibung in weitem Masse überflüssig. Dennoch ist eine solche Darstellungsweise in mehreren grösseren geomorphologischen Werken benutzt worden. Der zweite mögliche Weg wäre der, auf Grund von Beobachtungen und Messungen aus Oberflächenformen mit gleichen Eigenschaften sog. Formentypen abzuleiten, und nur solche Typen, ihre Gruppierung, Verbreitung und ihr gemeinsames Auftreten in Gestalt von Formengruppen eingehender zu beschreiben[1]). Eine solche Beschreibung ist wohl mehr generalisiert und schematisch, zeichnet sich aber zugleich durch Kürze, Klarheit und Übersichtlichkeit aus. Dieser Weg ist auch in der vorliegenden Schrift betreten worden[2]).

1) Vgl. A. Hettner, Die Oberflächenformen des Festlandes, Leipzig u. Berlin 1921, S. 73 u. 192 und J. G. Granö, Die Aufgaben der Landschaftskunde und Systematik der Landschaftsformen (estn.), Tartu 1924, S. 7.

2) Als Beispiel sei auch genannt H. Mortensen, Die Morphologie der samländischen Steilküste, Hamburg 1921.

Der Begriff der Formentypen kann seinem Inhalt nach gewissermassen wechseln. Hettner schreibt darüber (a. a. O.): „Die Typen sind noch rein beschreibend, aber da das ständige Zusammensein der Eigenschaften in der Entstehung begründet ist, bedeutet ihre Aufstellung einen wichtigen Schritt zu genetischer Auffassung". So wären die Formentypen nach Hettner auch gewissermassen genetische Typen. In der vorliegenden Arbeit sind sie aber nach der Auffassung von Granö nur als rein morphographische Typen betrachtet worden, ungeachtet des Aufbaus, der Physiologie und der Genesis der Formen.

Die wirklichen Oberflächenformen, wie auch ihre verallgemeinerten Vorbilder — die Formentypen —, können von stark wechselndem Bestand und wechselnder Grösse sein, von kleinen,

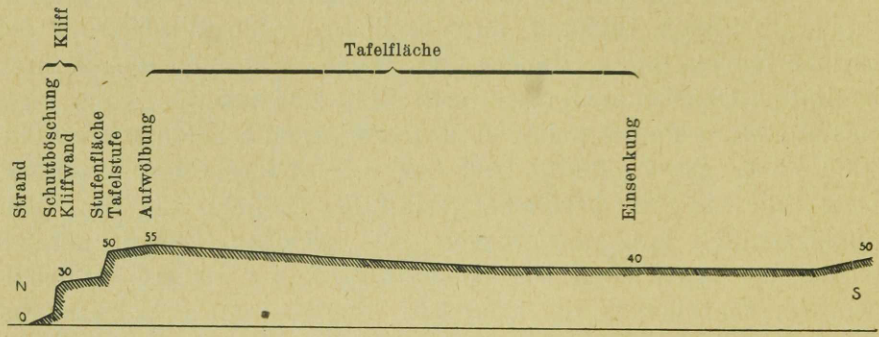


Fig. 2. Das schematische Querprofil der Küstentafel. Stark überhöht. Längenmassstab 1 : 100 000. Die Ziffern bedeuten Höhen ü. d. M.

wenige m oder einige zehn m umfassenden Formen bis zu Riesenformen, die allein für sich das ganze zu behandelnde Gebiet einnehmen können. Bei der Oberflächengestalt unserer landschaftlichen Einheit haben wir es hauptsächlich mit einer solchen Riesenform zu tun. Es ist die einseitige Küstentafel, auf deren Oberfläche kleinere Erhebungen und Hohlformen sekundär auftreten. Zur näheren Beschreibung des Gebiets müssen wir diese Riesenform auf irgendeine Weise zergliedern. Die Küstentafel erstreckt sich als verhältnismässig schmaler Streifen von W nach E und erhält dadurch einen ausgeprägten zonalen Aufbau, welcher deutlich im Querprofil der Tafel (Fig. 2) zum Ausdruck kommt.

Der dem Meere zugewandte Fuss der Tafel wird von einem im Vergleich zur Ausdehnung der Tafel schmalen Strandstreifen umsäumt. Diesem folgt der steile Rand der Tafel,

das Küstenkliff. Meistens kann man hier zwei Teile unterscheiden: die obere fast vertikale Kliffwand und an deren Fuss die weniger steile Schuttböschung. Jetzt folgt die breite, ebene Tafelfläche, deren dem Meer zugewandte Randpartie oft als eine etwas niedriger gelegene Stufenfläche ausgebildet ist, welche von der übrigen Tafelfläche durch eine flachere oder steilere Tafelstufe getrennt wird. Die eigentliche Tafelfläche ist eine weite Ebene, welche, wie immer eine wirkliche Ebene, sanfte Unebenheiten aufweist, und aus ein wenig höheren, schwach gewölbten und niedrigeren, eingesenkten Teilen besteht. Eine Abwechselung im Relief der Tafelfläche rufen stellenweise auch die niedrigen, flachen Erhebungen, seltener Hohlformen, hervor, welche man schon als selbständige Formen behandeln kann.

Die oben angeführten Bezeichnungen sind nicht als für ein allgemeines morphographisches System gültige Typenbenennungen gedacht, sondern sie sind nur für die Formen und Formenteile des hier in Frage stehenden Gebiets in Anwendung genommen worden, um in der folgenden eingehenderen Behandlung der Formentypen wiederholte, wortreiche Beschreibungen und Missverständnisse zu vermeiden.

1. Der Strand.

Als Strand bezeichnen wir im Folgenden den schmalen, niedrigen Landstreifen, welcher den dem Meere zugewandten Fuss der Küstentafel umsäumt. Meistens fällt dieser so definierte Strand der nordostestländischen Küste mit dem in den gewöhnlichen morphographischen Systemen gebräuchlichen Begriff des Strandes zusammen, d. h. mit dem Landstreifen, in dessen Bereich die Strandlinie sich entsprechend dem höheren oder niedrigeren Wasserstand bewegt. Stellenweise ist aber der hier gebrauchte Begriff des Strandes ein weiterer. Neben der erwähnten Zone der schwankenden Strandlinie erstreckt er sich stellenweise auf den weiter ins Land — bis an den Fuss des Küstenkliffs — sich ausdehnenden Landstreifen, wohin das Wasser niemals oder nur selten gelangt.

Beim Aufstellen der Strandtypen sind im Folgenden der Verlauf der Strandlinie, die Breite des Strandes, der mittlere Böschungswinkel und dessen Wechsel, wie auch grössere Un-

ebenheiten in Gestalt von Terrassen und Wällen in Betracht gezogen worden. Diese Eigenschaften des Strandes sind an verschiedenen Stellen der Küste verschieden, und durch die Kombination der Eigenschaften in einer oder der anderen Weise bilden sich die Strandtypen.

Der horizontale Verlauf des Strandes ist ziemlich gerade, ohne weitreichende Ein- und Ausbuchtungen (siehe Karte Taf. I). Der Abstand zwischen den Berührungslinien der äussersten Ausbuchtungen und der am weitesten ins Land dringenden Buchten beträgt nur 3,7 km, während die Länge des Strandes in gerader Linie 67,5 km misst, oder 94,5% von der nach einer Karte im Massstabe 1 : 42 000 gemessenen Länge der Strandlinie (71,4 km). Auch die allgemeine Gestalt der Küstenlinie ist einfach und symmetrisch: in der Mitte eine flache, bogenartige Ausbuchtung zwischen Ontika und Valaste mit gleichgestalteten, ebenso flachen Einbuchtungen zu beiden Seiten. Nur die Landzunge von Türsamäe und die hinter ihr liegende Bucht von Sillamäe stören ein wenig die Regelmässigkeit des östlichen Teils der Strandlinie. Die von der allgemeinen westöstlichen Richtung der Küste abweichende und nach NE gerichtete Küstenstrecke zwischen Mereküla und Narva-Jõesuu gehört eigentlich nicht mehr in unser Gebiet.

Im westlichen Grenzgebiet in der Umgegend der Mündung des Pada-Baches ist der Strand ausnahmsweise breit und unterscheidet sich auch in anderer Beziehung von demjenigen des eigentlichen Gebietes, da die Kliffküste hier allmählich westwärts in die Flachküste übergeht. Angefangen von der Landzunge von Letipää, wo der Strand seine maximale Breite von 5 km erreicht, verschmälert sich dieser unaufhörlich nach E zu und ist östlich vom Gut Kalvi nur 125 m breit. Zwischen Letipää und Kalvi bildet die Strandlinie zahlreiche Bogen und Windungen. Ausgedehntes Schilfwerk verbirgt stellenweise vollständig die Grenze zwischen Land und Wasser. Schmale Sandbänke reichen in Gestalt langer Nehrungen und Inselchen weit ins Meer hinein oder verlaufen der Strandlinie parallel. Grössere und kleinere erratische Blöcke liegen zerstreut in der Nähe der Strandlinie im Wasser und auf dem Strande. Letzterer steigt vom Meere aus als äusserst flache, niedrige Fläche mit einem Böschungswinkel von 2—5° an. Näher am Kliff sind auf dem Strande kleine Unebenheiten in Gestalt flacher Wälle zu sehen,

die aber nur weiter westlich bei Mahuküla und Neemikuküla eine bedeutendere Grösse erreichen.

In unserem eigentlichen Gebiet von Kalvi bis Mereküla ist der Strand überall bedeutend schmäler, indem seine Breite nur zwischen 2 m (Päite) und 675 m (Halbinsel Türsamäe) schwankt.

Die Abwechselungen in der Breite wie auch andere charakteristische Züge in Betracht ziehend, können wir im ganzen Bereich der Küste drei Strandtypen unterscheiden, die unten eingehender besprochen werden sollen.

a) Der breite, ebene Strand.

In seiner reinsten Form stellt dieser Strandtypus einen niedrigen, ebenen, äusserst sanft geböschten, sandigen Streifen dar, der sich vom Meer aus allmählich zum Kliff zu hebt. Die mittlere Breite beträgt 40—50 m, der Böschungswinkel 5—8°. Als Unebenheiten erscheinen an der Grenze der Wellenreichweite eine 0,5—1,0 m hohe Stufe, ca 15 m von der Strandlinie entfernt, und stellenweise weiter landwärts Reihen von wallartigen oder unregelmässigen Kuppen und Buckeln — alte Strandwälle und Dünen. Eine deutliche Grenze zwischen Strand und Kliff gibt es nicht, da der Böschungswinkel sich nur allmählich vergrössert.

Als typisches Beispiel sei der Strand beim Dorf Soppe, 3 km östlich von der Mündung des Purtse-Flusses, genannt (Fig. 3, I).

Abweichungen vom normalen Typus kommen dadurch zustande, dass der Strand sich beträchtlich erweitert oder verschmälert und uneben wird, oft auch einen grösseren Böschungswinkel annimmt. Zugleich können neben der sandigen Bodendecke auch in grösseren Mengen Geröll und Wanderblöcke auftreten. Wenn diese Eigenschaften noch auffallender werden, sprechen wir schon von einem Zwischen- oder Übergangstypus.

b) Der schmale, unebene Strand.

Dieser Strandtypus ist an der nordostestländischen Küste vorherrschend. Die steilabfallende, unebene Schuttböschung des Kliffs wird an der Meerseite von einem schmalen (Breite 2—15 m), niedrigen Strandstreifen umsäumt. Dieser Streifen ist mit Schutt und Geröll von sehr verschiedener Grösse und Dicke bedeckt, angefangen mit grossen, mehrere m im Durchschnitt betragenden Kalk- und Sandsteinblöcken bis zu erbsen- und nussgrossen, abgerundeten Steinen. Am Fuss der Schuttböschung

sieht man meist eine deutliche Stufe, die, von Sturmfluten gebildet, stellenweise eine Höhe von 5—6 m erreicht. Die Breite des Strandstreifens kann sich sogar an einer und derselben Stelle in weitem Umfang je nach dem Wasserstand ändern. Das Gesamtbild bleibt jedoch dasselbe und typisch (Fig. 3, IV, Abb. 1).

An den Stellen, wo der Strand breiter wird, sieht man eine Verteilung des Materials nach dessen Gröbe. Je mehr man

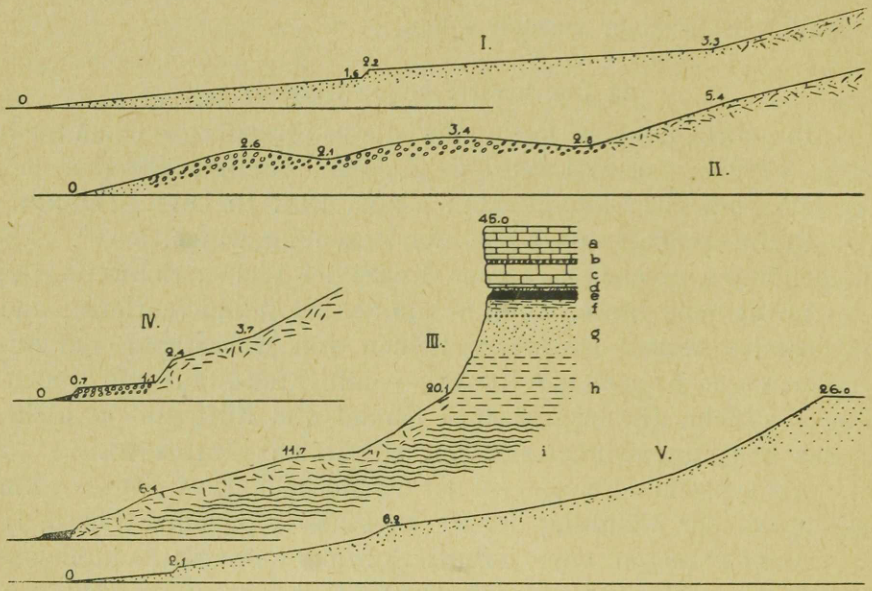


Fig. 3. Strand- und Kliffprofile. I. Der breite, ebene Strand beim Dorf Soppe (Typus a). — II. Geröllstrand bei Toila (Übergangstypus zwischen a und b). — III. Das hohe, steile Kliff bei Martsa (Typus a): a) Vaginatenkalksteine, b) untere Linsenschicht, c) Glaukonitkalk, d) Glaukonitsand, e) Tonschiefer (Dictyonema-Schiefer), f) Obolensandstein, g) weisser Quarzsandstein, h) blaugrauer toniger und dolomithaltiger Sandstein, i) blauer Ton. — IV. Der schmale, unebene Strand bei Martsa (Typus b). — V. Das niedrigere, flachere Kliff beim Dorf Soppe (Typus b). — Längen- und Höhenmassstab für I, II und IV 1 : 450, für III und V 1 : 1000.

sich von der Strandlinie entfernt, desto gröber und weniger ausgewaschen wird der Schutt. Das feine Geröll in der Nähe der Strandlinie ist zu niedrigen Wällen angehäuft, deren es eine ganze Reihe geben kann (Fig. 3, II, Abb. 2). Grössere Wanderblöcke sind beim eben beschriebenen Typus sehr selten. Man kann den Strand kilometerweise abschreiten, ohne einen solchen zu treffen.

Die Strandtypen a) und b) sind durch einen Übergangstypus miteinander verbunden, welcher Typus sich durch eine grössere Breite und das Fehlen von gröberem, unausgewaschenem Schutt auszeichnet. Zugleich schiebt sich zwischen die Strandlinie und die Geröllzone ein allmählich breiter werdender Streifen von feinem Sand ein (Abb. 3). Wanderblöcke sind im Bereich eines solchen Übergangstypus weniger selten und liegen am Strande stellenweise sogar in grösseren Haufen. Gewinnen sie noch an Dichte und Ausdehnung, so haben wir schon den dritten Strandtypus vor uns.

c) Der Blockstrand.

An einigen Stellen liegen grössere und kleinere Wanderblöcke (1—10 m im Durchmesser) dicht neben- und übereinander, den Strand in seiner ganzen Breite überdeckend und in Gestalt unregelmässiger Vorsprünge ins Meer dringend. Die Hauptmasse bilden immer harte, kristalline Wanderblöcke, während der leicht zerstörbare anstehende Kalk- und Sandstein nur spärlich vertreten ist.

In den meisten Fällen aber liegen die Wanderblöcke mehr zerstreut umher, während zwischen ihnen die sandige oder mit Schotter bedeckte Strandfläche zutage tritt (Abb. 4). Landwärts geht der Blockstrand in den gewöhnlichen Sand- oder Geröllstrand über, wenn er nicht direkt bis an den Fuss des Kliffs reicht.

Im östlichen Übergangsgebiet stellt der Strand wieder eine breite, sandige Ebene dar, die sich in schwacher Neigung aus dem seichten Küstenmeer erhebt. An der Grenze der Reichweite der Brandung befindet sich eine niedrige, scharfausgebildete Stufe, weiterhin erheben sich eine oder mehrere parallele Ketten niedriger, flacher Dünen. Hier und da den Strand durchquerende kleine Bäche haben in die ebene, sandige Fläche 20—50 cm tiefe, sich schlängelnde Laufrinnen erodiert. Stellenweise treten in der Nähe der Strandlinie grössere Wanderblöcke einzeln oder gruppenweise auf.

Zwischen Mereküla und Utria ist die Strandebene 125 m breit, wird aber ostwärts zum Narva-Fluss hin immer breiter. Bei Narva-Jõesuu erreicht sie schon eine Breite von ca 6 km. Den grössten Teil dieser weiten Ebene nehmen ausgedehnte Moraste ein, aus denen sich flache Dünenketten erheben.

2. Das Kliff.

Den Übergang vom niedrigen Strandstreifen zur hochgelegenen Tafelfläche wird durch das schroffe Kliff vermittelt, das wir, auf dem Strande stehend, als einen Hang von wechselnder Höhe und Böschung vor uns aufsteigen sehen. Die Grösse des Böschungswinkels und das Auftreten verschiedener Kleinformen — Terrassen, Kerbschluchten u. a. — in Betracht ziehend, können wir an unserer Küste zwei Haupttypen von Kliffen unterscheiden, die zwei auffallenden Höhenstufen des Tafelrandes entsprechen: der erste Typus — der „hohe" genannt — hat eine Höhe von 40—55 m, der andere, niedrigere, eine Höhe von 25—35 m.

a) Das hohe, steile Kliff.

Dieser Klifftypus ist den höheren (40—55 m erreichenden) Teilen des Tafelrandes eigen. Das Kliff zerfällt hier in zwei deutlich unterscheidbare Teile (Fig. 3, III, Abb. 5) — oben die 20—30 m hohe Kliffwand, welche wegen der rechtwinkligen Absonderung der Kalksteine, aus denen sie aufgebaut ist, das Aussehen einer unebenen mit Vorsprüngen und Einsenkungen versehenen Mauer erhält. Der obere Rand des Kliffs hat einen unruhigen, stumpfzackigen Verlauf, was von den die Kalksteine durchsetzenden Klüften, den sog. Diaklasen, abhängt (Abb. 6). Diese Diaklasen verlaufen, mit kleineren Abweichungen, in zwei Hauptrichtungen: 315° und 50°. Besonders beständig ist die erste Richtung, während die zweite zwischen 30° und 60° schwankt. Der oberste Teil der Kliffwand hängt oft herüber, stellenweise bis auf 3—5 m (Abb. 6). Die Grenze zwischen den liegenden, weicheren Schichten und den harten Kalksteinen wird durch einen schmalen, horizontalen Einschnitt markiert. An dieser Stelle beginnt die Schuttböschung, die im oberen Teil einen Neigungswinkel bis 40° zeigt, weiter unten aber immer sanfter wird. Am Fuss der Böschung ist von der Brandung eine niedrige Stufe scharf eingeschnitten worden; dieser schliesst sich der schuttbedeckte Strandstreifen an.

Stellenweise, auf kürzeren Strecken, nimmt die Steilwand fast das ganze Kliffprofil ein. Der untere Teil der Wand gelangt in diesem Fall schon in den Bereich des mürben Sandsteins und Tons und hat demgemäss eine viel regelmässigere und glattere Gestalt, als der obere aus Kalkstein bestehende Teil. Die

Schuttböschung ist gewöhnlich sehr uneben und chaotisch; das wird aber teilweise durch die hohe und dichte Pflanzendecke ausgeglichen und maskiert.

Abwechselung in der eben skizzierten, allgemeinen Gestalt des Kliffs verursachen hier und da auftretende, kleinere Nebenformen, wie die den oberen Rand des Kliffs zerschneidenden Kerb- und Zirkusschluchten, kleine horizontale, karniesartige Vorsprünge und Einschnitte an den Grenzen der verschieden widerstandsfähigen Schichten und durch das von der Kliffwand herabfliessende Wasser erodierte Rinnen in der Schuttböschung.

b) Das niedrigere, flachere Kliff.

Stellenweise ist das Kliff auf kürzere oder längere Strecken beträchtlich niedriger (25—35 m) und besitzt zugleich einen kleineren Böschungswinkel und ein einheitlicheres Gefälle. Die Schuttböschung erhält dadurch ein ebeneres, ruhigeres Aussehen und hebt sich nicht mehr so scharf vom oberen Teil des Kliffs ab. Dadurch gewinnt das Kliff das Aussehen eines sanften oder mässig steilen Hanges (Fig. 3, V, Abb. 7 u. 8). Ein Kliff von diesem Typus dehnt sich selten ununterbrochen über grössere Strecken aus, sondern ist meist durch tiefe Kerbtäler reichlich zergliedert und zerfällt in eine Reihe von isolierten Spornen.

Der Übergang von einem Klifftypus zum anderen vollzieht sich allmählich, indem der obere Teil des Kliffs steiler wird, während die Schuttböschung noch eine Strecke lang flach und eben bleibt. Meist geschieht es in der Weise, dass der obere, steile, aus Kalkstein bestehende Teil des Kliffs weiter landwärts weicht und an seinem Fuss eine schmale, ebene Fläche, die Stufenfläche, zurücklässt. Diese wird an der Meerseite vom unteren, aus Sandstein bestehenden Teil des Kliffs begrenzt, der gewöhnlich die Gestalt des zweiten Typus übernimmt. Der obere, dem Meere entrückte Teil des Kliffs besitzt eigentlich nichts Gemeinsames mehr mit dem echten Küstenkliff, sondern gehört schon als selbständiges Gebilde zu den sog. Tafelstufen.

3. Die Tafelfläche.

Den Hauptteil im Kartenbild der nordostestländischen Küstentafel (Taf. I) macht die Tafelfläche aus, welche sich aus verschieden hoch gelegenen und verschieden gestalteten, doch im allge-

meinen äusserst flachen oder schwach welligen Partien zusammensetzend, bis auf den steilen Nordrand der Tafel erstreckt. Der Höhenlage nach unterscheiden wir zwei Hauptklassen dieser Flächenpartien: die ihrer Ausdehnung nach vorherrschende obere Fläche oder eigentliche Tafelfläche mit einer absoluten Höhe von 45—60 m und die 15—25 m niedriger gelegenen Mittel- oder Stufenflächen, welche in ihrer Ausdehnung im Verhältnis zur oberen Fläche stark zurücktreten, indem sie bloss hier und da am Rande der Küstentafel in Gestalt schmaler Streifen und Flecken auftreten. Für die Trennung der Stufenflächen von der oberen Fläche ist nicht nur ihre niedrigere Lage, sondern auch das Auftreten deutlicher Stufen massgebend. Die einigermassen unebene, schwach wellige, obere Fläche kann Teile aufweisen, die allmählich niedriger werden und in die Höhe der mittleren Fläche zu liegen kommen, dabei aber dennoch zur oberen Fläche gehören.

a) Die obere Fläche (eigentliche Tafelfläche).

Die obere Fläche als Ganzes betrachtet stellt eigentlich eine ausgedehnte Formengruppe dar, innerhalb welcher weite, äusserst flach ansteigende Partien mit gleichartigen Einsenkungen wechseln. Hier und da befinden sich noch kleine, deutlicher abgegrenzte Erhebungen und flache Täler. Vom landschaftskundlichen Standpunkt aus kann man nur solche Unebenheiten der Erdoberfläche als selbständige Erhebungen und Hohlformen bezeichnen und als solche beschreiben, die sich für unser Auge deutlich von der sie umgebenden ebenen Fläche abheben, d. h. diejenigen, die einen genügend grossen Böschungswinkel besitzen oder die, zwar flach und niedrig, doch so klein sind, dass sie unser Sehfeld nicht überschreiten. Alle geringeren Höhenunterschiede einer Ebene, die in ihrer horizontalen Ausdehnung so gross sind, dass wir ihre Grenzen nicht mehr sehen können, oder die einen so kleinen Böschungswinkel haben, dass das Auge diese Flächen nicht von der horizontalen unterscheiden kann, gehören zu den Details der Ebene selbst. Als Tafelfläche betrachten wir dementsprechend die eigentliche Fläche der Küstentafel, welche den kleineren selbständig auftretenden Erhebungen und Hohlformen zur Basis dient. Letztere Gebilde werden getrennt für sich behandelt.

Betrachten wir die Tafelfläche in ihren Einzelheiten, so

sehen wir hier schwach gewölbte Partien (Platten), die die mittlere Höhe der Tafel ein wenig (5—10 m) überragen, mit den niedriger gelegenen, flachen Einsenkungen abwechseln. Die letzteren bilden den Hauptteil der Tafelfläche. Die weiten Übergangsflächen zwischen ihnen sind fast vollständig eben, wenn auch nicht immer ganz horizontal. Die Tafelfläche hat eine allgemeine, geringe Neigung nach S und SE, was sich in der Verteilung der niedrigeren Partien auf den S und SE äussert. Stellenweise wird der Übergang zwischen den einzelnen Teilen der Tafelfläche auf kurze Strecken durch deutlich ausgebildete, wenn auch ziemlich sanfte Stufen vermittelt. Das sehen wir vor allem an den nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Rändern der Platten. Die Erhebungen, die als selbständige Formen erscheinen, gruppieren sich hauptsächlich auf den höheren, gewölbten Teilen der Tafelfläche, während die Täler sich in den Nordrand der Tafel einschneiden. Die von diesen Erhebungen und Tälern eingenommene Fläche ist dennoch im Verhältnis zur weiten Ausdehnung der ganzen Tafelfläche verschwindend klein.

b) Die Stufenflächen.

Die Stufenflächen treten nur am Nordrand der Küstentafel, meist in Verbindung mit den Talmündungen, auf. Sie werden von der oberen Fläche der Tafel durch Tafelstufen getrennt. Die Stufenflächen sind meist eben und nach dem Meere zu schwach geneigt. Der allgemeinen Senkung des Gebietes entsprechend verringert sich ihre absolute Höhe in der Richtung nach E.

Eine Ausnahme bildet die im westlichen Teil des Gebietes gelegene kleine Stufenfläche von Aseri-Kukeristi, deren mittlere absolute Höhe nur 11 m beträgt. Sie schliesst sich als ein sekundäres Gebilde dem Nordrand der in normaler Höhe (ca 30 m) gelegenen Stufenfläche von Kõrgküla-Liimala an. Grössere Abweichungen von der ebenen Gestalt der Stufenflächen verursachen die in sie eingeschnittenen Täler und die stellenweise auftretenden niedrigen Kuppen und Buckel (alte Dünen). Nur auf der Stufenfläche von Purtse sieht man eine grössere, rückenförmige Erhebung — den sog. „Hiiemägi".

In der Tabelle unten sind die Grössen- und Höhenverhältnisse aller Stufenflächen unseres Gebiets zusammengestellt wor-

den. Das gibt uns zugleich eine Vorstellung von der Form und Oberflächengestaltung dieser Gebilde.

		Stufenfläche von				
		Aseri-Kukeristi	Purtse	Oru (Pühajõe)	Voka-Konju	Sõtke
Länge der Stufenfläche in der W—E Richtung	km	3,0	13,6	1,5	2,2	2,1
Breite in der N—S Richtung	km	0,4	3,5	1,3	1,7	1,0
Das Areal der Stufenfläche . .	km^2	0,7	19	1,2	2,2	1,3
Mittlere Höhe ü. d. M.	m	11	34	33	27	21
Die Höhe des Nordrandes . .	m	10	30	33	22	20
Die Höhe des Südrandes am Fusse der Tafelstufe	m	12	39	35	32	22
Relative Höhe der grösseren Erhebungen	m	—	25	—	1—2	—
Tiefe der Täler	m	3—5	14—19	22—30	bis 20	9—15

4. Die Tafelstufen.

Die Tafelstufen trennen die verschieden hoch gelegenen Teile der Tafelfläche voneinander. Am schärfsten sind sie zwischen den Platten der Tafelfläche und den Stufenflächen ausgebildet, diese im S bogenartig umgrenzend. Die Tafelstufen haben hier eine Höhe bis zu 12 m (zwischen Raudna und Kõrgküla), während der Böschungswinkel stellenweise 40—50° beträgt (Raudna, Moldova). Andererseits können die Stufen als kaum merkbare, flache Hänge auftreten, so bei Purtse, Toila und Sillamäe (Abb. 9). An einigen Stellen sieht man im oberen Teil der Stufen kleinere, vom Aufbau der Stufen abhängige, einige m hohe Steilwände, an deren Fuss sich deutliche Schutthalden gebildet haben. Aus demselben Grunde erscheinen im Profil der Stufe stellenweise kleinere sekundäre Terrassen, z. B. bei Kõrgküla.

Bedeutend flacher und weniger auffallend ist die Stufe im mittleren Teil des Gebiets, bei Kohtla, Järve und Jõhvi, welche in NW und NE die Kohtla-Jõhvi-Platte von den sie umgebenden weiten Einsenkungen der Tafelfläche trennt.

5. Die geschlossenen Erhebungen[1]) der Tafelfläche.

Im Folgenden betrachten wir die Erhebungen, die die Abwechslung im Relief der oberen Fläche der Küstentafel bedin-

1) Passarge hat in seinem morphographischen System (Grundl. d.

gen, und die als selbständige Gebilde anzusprechen sind. Nach Grösse und Gestalt teilen wir sie folgendermassen ein:

a) Grosskuppen
b) Kleinkuppen und Kuppeln } Gipfelerhebungen.

c) Grossschwellen und Rücken
d) Kleinrücken und Kuppen von länglicher Gestalt } Rückenerhebungen.

Diese Typen sind nicht immer ganz deutlich voneinander zu unterscheiden, sondern man findet der Grösse, wie auch der Gestalt nach verschiedene Übergangsformen. Besonders undeutlich ist die Grenze zwischen den kleineren Gipfel- und Rückenerhebungen. Spitze Kegel- und Kammerhebungen fehlen wegen des allgemein flachen Reliefs des Gebiets vollständig.

a) Grosskuppen.

Es gibt in unserem Gebiet nur einige vereinzelt auftretende grössere Gipfelerhebungen: die Grosskuppe von Järve — gerade in der Mitte des Gebietes zwischen dem Dorfe Järve und den Gütern Järve und Kukruse, weiter die etwas längliche Kuppe südlich vom Gut Jõhvi und schliesslich die flache Kuppe auf der Ebene vor den Vaivaru'schen Bergen. Der Gipfel der zuerst erwähnten Erhebung stellt zugleich den höchsten Punkt (80 m ü. d. M.) des ganzen Gebiets dar. Die Abhänge der Kuppe verschmelzen unmerklich mit der Tafelfläche, sodass die Grösse und die Böschungswinkel der Kuppe schwer zu bestimmen sind. Ihr Durchmesser erreicht ungefähr 1 km, und der Böschungewinkel im mittleren Teil der Abhänge 2—3°, während die relative Höhe der Erhebung ungefähr 7,5 m beträgt. Die Oberfläche der Kuppe ist sehr regelmässig und glatt, wozu die seit langem bestehende Bodenkultur viel beigetragen hat. Nur die Lehmgruben einer Ziegelei am östlichen Abhang stören ein wenig die Regelmässigkeit desselben.

Die im S von Jõhvi gelegene Kuppe ist von länglicher Gestalt, ungefähr 800 m lang und 300 m breit. Die relative Höhe der Kuppe über der östlich sich ausdehnenden Ebene beträgt

Landschaftsk. I, S. 34) nur die Hohlformen in geschlossene und offene geteilt. Es gibt aber auch geschlossene und offene Erhebungen. Die offenen Erhebungen wären z. B. Landstufen, einseitige Tafelerhebungen, Verbindungsschwellen zwischen höheren Erhebungen usw.

ungefähr 3 m, während der Gipfel der Kuppe eine absolute Höhe von 65 m erreicht. Ihr Ostabhang erscheint steiler und höher, da er mit der Tafelstufe zusammenfällt, die die Kohtla-Jõhvi Platte von E begrenzt.

Auf der Ebene am nördlichen Fuss der Vaivaru'schen Berge erheben sich einige äusserst flache Anhöhen, von denen nur eine Kuppe einigermassen grössere Dimensionen annimmt. Diese Kuppe hat eine regelmässige, runde Gestalt und einen Durchmesser von ungefähr 600 m. Ihre relative Höhe ist 10 m. Der Böschungswinkel am mittleren Teil des Abhanges überschreitet nicht 2—3°.

b) Kleinkuppen und Kuppeln.

Neben den beschriebenen vereinzelten Grosskuppen findet man auf der Tafelfläche — vor allem auf deren höheren, gewölbten Partien — in grösserer Zahl kleinere Gipfelerhebungen, die in ihrer Grösse und ihrem Grundriss, angefangen von regelmässigen, runden Kuppen bis zu unregelmässigen länglichen Übergangsformen zwischen Kuppen und Schwellen, variieren. Ihnen allen ist der äusserst kleine Böschungswinkel der Abhänge, 2—5°, und die regelmässige, glatte Oberfläche — abgesehen von kleineren Abweichungen — gemeinsam. Der Durchmesser der Erhebungen schwankt von einigen m bis zu 50—100 m, während die Höhe 3—5 m nicht überschreitet.

Eine Ausnahme bilden einige höhere und steilere Erhebungen auf der Kohtla-Jõhvi-Platte und auf der Stufenfläche von Purtse, welche schon zu den Kuppeln gehören. Ihrer Grösse nach sind sie den oben beschriebenen ähnlich, während die Abhänge einen Böschungswinkel bis 15° aufweisen.

c) Grossschwellen und Rücken.

Zu dieser Gruppe gehören die grössten und auffallendsten Erhebungen, welche einzeln und isoliert dastehend die weite offene Umgegend beherrschen. Hierher gehören: der sog. „Hiiemägi" — auf der Stufenfläche von Purtse, dann die Blauberge von Vaivaru und einige km nordöstlich von ihnen die unregelmässige Laagna-Anhöhe. Die Dimensionen dieser Erhebungen sind schon bedeutend grösser als diejenigen der erst beschriebenen, während ihre Länge 3—4 km und ihre Höhe bis 35 m erreicht. Der Gestalt nach sind sie keine einfachen

Grundformen mehr, sondern aus mehreren kleineren Erhebungen zusammengeschmolzene Gruppenformen.

Der „Hiiemägi" von Purtse.

Als besondere und mit der Umgegend in Missklang stehende Form erhebt sich auf der Stufenfläche von Purtse ein 1,5 km langer, von N nach S gerichteter Rücken, der sog. „Hiiemägi" (Abb. 10). Am Nordrande der Stufenfläche, wo er durch das steile Küstenkliff abgeschnitten wird, ist er 1 km breit und erreicht eine Höhe von 48,5 m ü. d. M. Seine relative Höhe über dem Niveau der Stufenfläche beträgt im W 25 m, im E 19 m. Zum S hin verschmälert sich der Rücken immer mehr und ist in seinem mittleren Teil nur noch 500 m breit; seine südlichste Partie stellt schliesslich einen steilen Rücken von 250 m Breite dar.

Der Scheitel des Rückens hält sich vom Meere beginnend 200 m weit auf der gleichen Höhe von 48—49 m, fällt aber dann in sanft geböschtem Abhang bis auf 44,5 m. Diese Höhe behält er bis zum steilen südlichen Ende bei. So hat der Hiiemägi in seinen Hauptzügen die Gestalt eines dreieckigen, schwach gewölbten Schildes, dessen breiterer und flacherer Rand dem Meer zugewandt ist und mit dem Kliff zusammenfällt, während das verjüngte steilere Ende dem S zugekehrt ist. Der Hauptteil des Rückenscheitels liegt in einer Höhe von 44,5 m ü. d. M., während das Nordende des Rückens dieses Niveau ein wenig übersteigt und das Südende unter demselben zu liegen kommt.

Die Abhänge des Rückens sind nicht gleichmässig geböscht, sondern bilden zwei flache Stufen, die die Erhebung von allen Seiten umgeben. Die oberste Stufe befindet sich in einer absoluten Höhe von 44—45 m, den höheren Nordteil des Rückens umgrenzend und mit dem Niveau des mittleren Teils des Rückenscheitels zusammenfallend. Die zweite Stufe ist ca 8—9 m niedriger gelegen als die obere und tritt nur im nördlichen Teil des Rückens deutlicher hervor.

Die Blauberge von Vaivaru.

Die Blauberge von Vaivaru erheben sich als hohe, steilhängige Rücken mitten aus der flachen, offenen Umgegend und beherrschen den ganzen östlichen Teil des Gebiets (Abb. 11). Besonders stattlich sind die Berge vom N aus gesehen, dem die

steileren, fast vertikalen Abhänge der Rücken zugekehrt sind. Die südlichen Abhänge sind dagegen flach und gehen allmählich in die sie umgebende Ebene über. Ihrer Form nach stellen die Blauberge eine Gruppenerhebung dar, indem drei steilhängige, unsymmetrisch aufgebaute Rücken in einer von W nach E verlaufenden Reihe einer breiteren, schwellenartigen Anhöhe aufgesetzt sind. Von diesen Rücken ist der mittlere der am schönsten ausgebildete und besitzt die grösste absolute wie auch relative Höhe.

Die längliche Schwelle, die der Erhebung als Basis dient, ist in ihrem westlichen Teil schmal und zugespitzt und mit einer scharf eingeschnittenen Stufe an ihrem Fuss versehen. Im SW bildet die Schwelle eine Ausbuchtung, die sich nach S in einem langen, schmalen Zweig fortsetzt. Ein ähnlicher kürzerer und flacherer Zweig geht vom südöstlichen Teil der Schwelle aus. Von den Rücken, die von dem Scheitel der Schwelle aufragen, steht der westliche direkt am Nordrande derselben, so dass ihre Abhänge eine gemeinsame 30 m hohe Steilwand mit fast vertikalem oberem Teil bilden.

Der mittlere Rücken tritt mehr nach S zurück, behält aber weiterhin einen merklich steileren nördlichen Abhang bei. Die östliche Erhebung ist mehr kuppelförmig und ihre Abhänge sind in allen Richtungen fast gleich steil. Der nördliche Abhang der Schwelle, der als Basis für die Erhebungen dient, weist im E ein deutlich stufiges Profil auf, und an dem Fuss der Schwelle sind zahlreiche nackte Wanderblöcke zerstreut. Mehr im W vereinigen sich diese Stufen zu einem einheitlichen steilen Hang, dessen Fuss ca 34 m ü. d. M. liegt.

Die Blauberge von Vaivaru stellen einen strategisch wichtigen Stützpunkt dar, und zu einem solchen sind die Berge auch seit altersher verwandt worden. Auffallendere Spuren hinterliessen die Befestigungen aus der Zeit des Nordischen Krieges (1704) und des Weltkrieges (1915—16), welche als Gürtel von Gräben und Wällen quer über die Berge verlaufen. Die Gebäude und Einrichtungen des Gutes Vaivaru sowie auch das dichte Wegnetz haben die ursprüngliche natürliche Gestalt der Erhebungen stark verändert.

Die „Berge“ von Laagna.

Unter diesem Namen ist der Gruppenrücken von unregelmässigem, verzweigtem Grundriss bekannt, der beim Gut Laagna

im östlichsten Teil des Gebiets, ungefähr 5 km östlich von den Vaivaru'schen Bergen, gelegen ist. Der Hauptteil der Erhebung wird von einem ungefähr 5 km langen von SW nach NE verlaufenden wallartigen Rücken gebildet, auf welchem das Dorf Repniku und das Gut Laagna liegen, und längs welchem sich die Tallinna — Narva Strasse hinzieht. Die beiden Enden des Rückens sind niedriger und sanfter geböscht (mit einer relativen Höhe von 6—8 m), der mittlere Teil erreicht dagegen eine Höhe von 16 m und erweitert sich zugleich im NW zu einem dreieckigen Plateau, von welchem kürzere wallartige Rücken in verschiedenen Richtungen auslaufen. Deren Knotenpunkt stellt den zweiten höheren Punkt der Gruppenerhebung dar, der ca 48 m ü. d. M. und 16 m über der ihn umgebenden Ebene liegt. Der von diesem Knotenpunkt in NE-Richtung ausgehende Rücken ist einer niedrigen Tafel aufgesetzt, sodass deren steiler Nordrand mit dem Hang des Rückens zusammenfällt.

d) Kleinrücken und Kuppen von länglicher Gestalt.

Zu dieser Gruppe gehören über das ganze Gebiet zerstreute, vor allem aber in der Umgegend der Talmündungen auftretende, kleinere Rückenerhebungen, deren Höhe selten 1—2 m übersteigt, während die Länge mehrere km erreichen kann. In ihnen sind alte Strandwälle und Dünen leicht zu erkennen.

Ein typisches Beispiel ist der mehrere km lange, 1—2 m hohe Strandwall im W des Gebietes, der sich auf dem oberen Rande der von W nach E verlaufenden Tafelstufe von Raudna angefangen über Koogu und Rannaküla bis nach Kõrgküla erstreckt. Beim letztgenannten Orte löst er sich in eine Reihe niedriger, parallel verlaufender Wälle auf, die sich nach E bis zum Dorfe Purtse fortsetzen. Kurze Rücken und Kuppen von unregelmässigem, gekrümmtem Grundriss gibt es weiter auf der Stufenfläche von Purtse und östlich davon zwischen den Dörfern Moldova und Varja. Zwischen den Gütern Aa und Saka zieht sich wiederum ein regelmässig ausgebildeter, flacher Strandwall hin, der vom hohen Kliff jäh durchschnitten wird. Ähnliche niedrige Wälle und Rücken von bald regelmässigerer, bald unregelmässigerer Gestalt sehen wir auch in der Umgegend anderer Talmündungen in Toila, Voka, Konju und Künnapää. Als steiler Rücken mit unsymmetrischem Querprofil fällt die

einige km lange Düne auf dem Strandstreifen zwischen Pimestiku und Mammusaare ins Auge.

Während alle erwähnten Kleinkuppen und Rücken sich in der Nähe des Kliffs gruppieren, stehen einige gut ausgebildete Rücken ausnahmsweise im S auf der Platte von Aidunõmme und Kohtla, wo sie von SW nach NE gerichtete Reihen bilden.

6. Täler.

Die in der Oberflächengestaltung ins Auge fallenden Täler sind nur am Nordrand der Küstentafel zu sehen, wo ein beträchtlicher Höhenunterschied zwischen der hochgelegenen Tafelfläche und dem niedrigen Strandstreifen besteht. Die Flüsse werden auf der Tafelfläche nur auf eine kurze Strecke, höchstens 5 km vom Tafelrande, von einem ausgesprochenen Talgraben begleitet. Weiter südlich sehen wir statt der Täler nur mit Wasser ausgefüllte, flache Laufrinnen. Nur das Tal des Purtse-Flusses durchquert das Gebiet in dessen ganzer Breite, sich noch weiter nach S fortsetzend.

Nach der Tiefe und Breite der Täler, nach ihrem Längs- und dem vorherrschenden Querprofil teilen wir sie in zwei Hauptgruppen ein:

1) Gewundene Sohlentäler mit abgestuften Hängen; hierher gehören die vier grössten Täler des Gebiets: die Täler von Purtse, Pühajõe, Voka und Sõtke.

2) Gerade oder verzweigte, steilhängige Kerbtäler, im Küstenkliff und in den Hängen der Sohlentäler.

a) Sohlentäler.

Gemeinsame morphographische Züge der Sohlentäler sind: das Auftreten einer breiten mit flachen Hängen versehenen Talung, in deren Sohle die Täler selbst eingeschnitten sind, ein mehr oder weniger gewundener Verlauf und — besonders im Mündungsteil — das Auftreten von Längsstufen in den Hängen. Im Folgenden sind die individuellen Abweichungen in der Gestalt und Ausbildung der Täler eingehender erörtert worden.

Das Purtse-Tal.

Das Purtse-Tal zerfällt in drei in ihrem Querprofil und nach dem Gefälle voneinander abweichende Teile. Im S des Gebietes,

von Uniküla bis ungefähr Püssi, erscheint es als 3—5 m tiefes (von der Tafelfläche bis zum Flussspiegel gerechnet) und 10—30 m breites Sohlental mit mässig geböschten Hängen (Abb. 12). Nur an jäheren Biegungen haben sich schroffe Prallhänge gebildet. Das Gefälle ist hier ziemlich gering und der Wasserlauf dementsprechend langsam. Beim Gut Püssi bildet sich bei einer weit nach E abweichenden Schlinge eine breite Sohle, die einige m über dem Flussspiegel liegt. Von hier aus nimmt das Tal die Gestalt eines geraden oder nur schwach gewundenen Sohlentales an, dessen Hänge steil sind, und dessen Sohle fast durchweg vom Flussbett eingenommen wird oder nur stellenweise schmale Flutsohlenleisten aufweist. Das Flussgefälle ist auch hier noch gering und die Strömung kaum merkbar. Meerwärts vom Dorf Purtse, dort, wo das Tal sich von der oberen Fläche der Tafel zur niedriger gelegenen Stufenfläche senkt, beginnt das Gefälle und die Tiefe des Tals merklich zuzunehmen. Dieser Teil des Tales bildet den dritten Absatz. Zu beiden Seiten des Tals breitet sich eine weite, sanft ansteigende Talung aus, deren Sohle die erwähnte Stufenfläche darstellt. Der auf der Stufenfläche sich erhebende Hiiemägi spaltet die Talung in zwei Zweige. Der eigentliche Talgraben hat sich im westlichen Zweige ausgebildet. Das Tal schlängelt sich stark, besonders im Mündungsteil, und bildet grosse, zum Teil schon verlassene Schlingen und von diesen umgebene Umlaufsberge. Die Schlingen befinden sich auf einer wechselnden Höhe über dem heutigen Flussspiegel. Zwischen das Flussbett und die Talhänge sind an den beiden Seiten des Flusses in wechselnder Höhe gelegene unterbrochene Längsterrassen eingekeilt. In der Tabelle unten finden

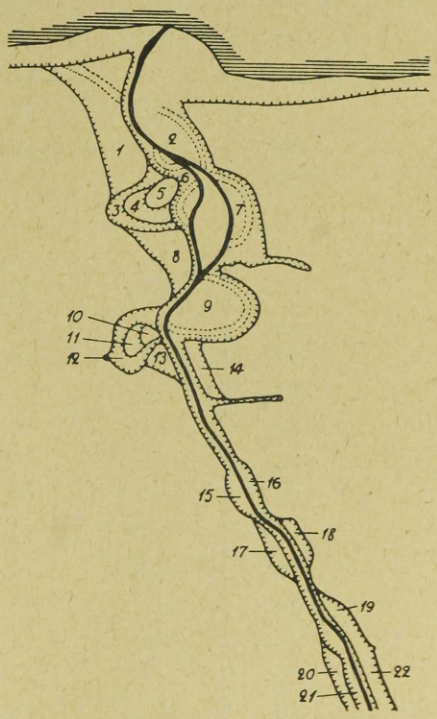


Fig. 4. Der Mündungsteil des Purtse-Tales. 1 : 30 000.

wir die Höhen der auf der Karte (Fig. 4) durch Nummern bezeichneten deutlicher ausgebildeten Terrassen.

Tal-Terrasse:	Höhe ü. d. M. in m:			
	am Innenrand	am Aussenrand	mittlere Höhe	Höhengruppe
1	6,0	6,7	6,4	
2	2,7	3,6	3,2	
3	5,9	7,6	6,7	
4	—	11,0	—	III
5	16,3	17,7	17,0	
6	1,5	2,1	1,8	I
7	3,0	3,9	3,5	
8	9,0	11,2	10,1	III
9	1,2	1,9	1,5	I
10	8,0	8,4	8,2	
11	4,7	5,1	4,9	II
12	2,8	2,8	2,8	
13	—	—	10,8	III
14	5,6	5,7	5,7	II
15	—	2,3	2,3	I
16	—	2,3	2,3	
17	4,2	4,8	4,5	II
18	4,8	4,8	4,8	
19	5,7	7,3	6,5	
20	5,9	7,7	6,8	
21	—	1,4	1,4	I
22	4,1	6,0	5,0	II

Die Höhen der Terrassen wechseln ziemlich stark, dennoch kann man unter ihnen drei deutlichere Gruppen (I—III) unterscheiden, die den einzelnen Phasen in dem Entwicklungsgang des Tales entsprechen. I ist die heutige Flutsohle. Auf diese Frage kommen wir noch im genetischen Teil zurück (siehe Fig. 15).

Das Pühajõe-Tal.

Das Pühajõe-Tal ist in eine breite, flache Talung, die eine weite, beckenförmige Einsenkung der Tafelfläche mit dem Meer verbindet, eingeschnitten. Die Talung erweitert sich an der

Küste zu einer breiten Trichtermündung, und wird hier vom Küstenkliff abgeköpft. Das Pühajõe-Tal zieht sich schlängelnd und oft seine Richtung ändernd in dieser Talung hin. Weiter im S zwischen der Mühle von Lagedi und dem Gut Pühajõe steht es als einfaches 10—15 m tiefes Sohlental mit steilen Hängen da; im Mündungsteil ist es aber bedeutend tiefer und besitzt stufenförmig abfallende Hänge. Die Terrassen sind nicht so deutlich ausgebildet, wie im Purtse-Tal; dennoch kann man an ihnen die den einzelnen Stadien der Talentwicklung entsprechenden Höhengruppen beobachten (siehe Fig. 5 u. 16).

Talterrasse:	Höhe über dem Flussspiegel m:			
	Am Innenrand	Am Aussenrand	Mittlere Höhe	Höhenklasse
1	9,0	10,8	9,9	
2	7,7	7,9	7,8	II
3	3,1	3,2	3,2	
4	15,5	17,9	16,7	III
5	4,1	5,1	4,6	
6	7,1	8,3	7,7	II
7	18,7	21,2	20,0	
8	6,1	8,8	7,5	II
9	14,5	16,7	15,6	III
10	14,0	16,4	15,2	III
11	4,6	5,6	5,1	
12	1,0	1,9	1,5	I
13	2,8	3,6	3,2	
14	7,6	8,8	8,2	II
15	16,1	19,1	17,6	III
16	12,6	14,1	13,4	III
17	1,2	1,5	1,4	I
18	2,0	2,0	2,0	I

Das Voka-Tal.

Das Voka-Tal hat eine viel einfachere Gestalt. Von demselben Becken, aus welchem die Pühajõe-Talung ihren Anfang nimmt, zweigt sich noch eine andere Talung ab, in die das schmale, geradlinig verlaufende Sohlental von Voka eingeschnitten ist. Der Fluss besitzt ein verhältnismässig starkes Gefälle,

dieses ist aber durch den am Gut Voka erbauten Damm verändert worden. Aus diesem Grunde scheint der unterhalb des Dammes befindliche Teil des Tales tiefer zu sein, als der obere mit dem gestauten Wasser ganz angefüllte. Der Fluss wird hauptsächlich von den im S gelegenen Vasavere- und Kurtna-Seen gespeist, mit welchen er durch künstlich angelegte Gräben in Verbindung steht.

Das Sõtke-Tal.

Das Sõtke-Tal erinnert stark an das Tal des Pühajõgi: eine gleichartige, am Meere mit einer breiten Trichtermündung versehene Talung, in welche der gewundene Talgraben eingeschnit-

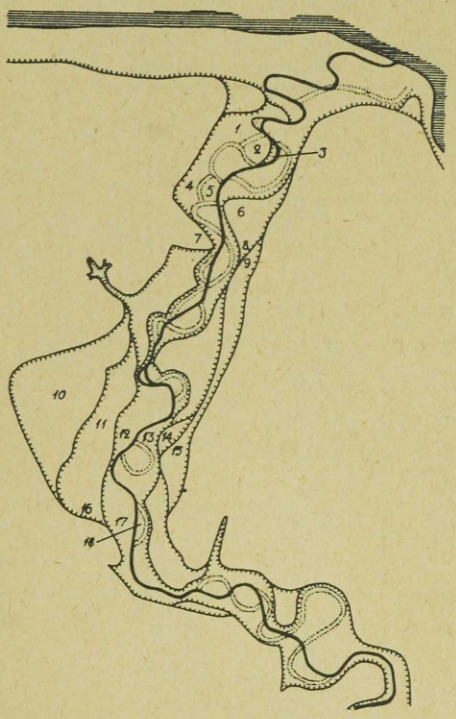


Fig. 5. Der Mündungsteil des Pühajõe-Tales. 1 : 22 500.

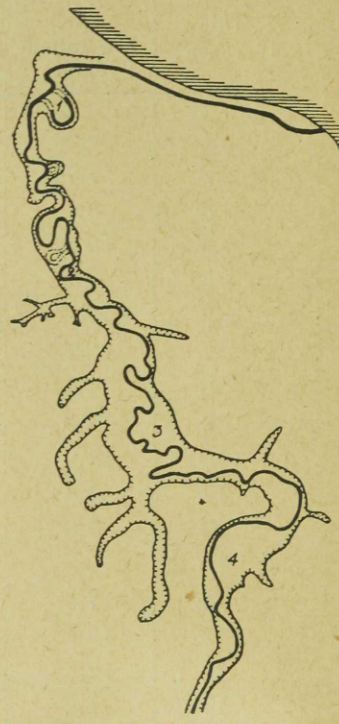


Fig. 6. Der Mündungsteil des Sõtke-Tales, 1 : 30 000.

ten ist. Der südliche Teil des Tals tritt aus dem Bereich der Talung in das Gebiet der ebenen Kalksteintafel, nimmt hier einen geraden Lauf an und erhält vertikale, stellenweise sogar überhängende Hänge. Noch weiter im S wird das Tal niedriger, verflacht sich zu einem unansehnlichen Muldental und geht schliesslich in die ebene Tafelfläche über.

Innerhalb der Längsterrassen des Tals herrschen drei Höhengruppen von ungefähr 1 m, 3,5 m und 8—9 m vor, wie aus der folgenden Tabelle zu ersehen ist (vergl. Fig. 6 u. 17).

Talterrasse:	Höhe über dem Flussspiegel m:			
	am Innenrand	am Aussenrand	mittlere Höhe	Höhenklasse
1	0,6	0,8	0,7	I
2	3,2	3,9	3,5	II
—	9,3	—	9,3	III
3	—	3,6	3,6	II
4	2,7	4,3	3,5	II
—	7,9	8,3	8,1	III

b) Kerbtäler.

Kerbtäler bilden und entwickeln sich an den mit grösserem Böschungswinkel versehenen Hängen, nämlich am Rand der Küstentafel und in den steilen Hängen der Sohlentäler. Ihrem Grundriss nach sind die Kerbtäler entweder einfach, gerade, oder aber federförmig verzweigt. Die Länge der Täler wechselt stark, die allergrössten erreichen ungefähr 1 km. Im Querprofil besitzen die Kerbtäler einheitliche, steile Hänge (20—50°), welche scharf zusammenstossen. Die grösste Tiefe erreicht der Mündungsteil, wo sie bis zu 30 m betragen kann. Einige Täler gleichen in ihrem Oberlauf flachen Muldentälern, oft aber beginnen die Kerbtäler mit einem steilwandigen zirkusartigen Schluss, der besonders für die in den harten Kalksteingrund eingeschnittenen Kerbtäler charakteristisch ist (z. B. das „Langeva oja"-Tal von Sõtke, die „Ukú"-Schlucht bei Päite, die „Karjaoru"-Schlucht bei Ontika u. a.). Kleinere Kerbtäler haben oft Stufenmündungen, die grösseren aber münden meist gleichsohlig. Die hängenden Kerbtäler besitzen gewöhnlich in ihren Mündungen regelmässig ausgebildete Schwemmkegel, besonders da, wo die Täler die mächtigere Bodendecke oder den lockeren Sandsteingrund durchschneiden (z. B. das Tal von Perjatse, die Kerbtäler im Rande der Stufenflächen von Purtse und Konju).

Einen besonderen Typus von Kerbtälern stellt das in den Kalksteinuntergrund eingeschnittene Tal des Sepa- oder Aluoja dar, das in der Nähe des Gutes Pühajõe in das Pühajõe-Tal

mündet und in seinem Längsprofil übereinanderliegende steile Terrassen aufweist (Abb. 15).

Im Zusammenhang mit den Kerbtälern wären noch die bei Püssi und Lüganuse in das Purtse-Tal mündenden kleineren, trockenen Mulden- und Sohlentäler zu erwähnen, die nicht durch gewöhnliche Erosion des fliessenden Wassers entstanden sind, sondern Karsterscheinungen darstellen.

7. Geschlossene Hohlformen.

Im Vergleich zu den Tälern spielen die geschlossenen Hohlformen in der Oberflächengestaltung der Küstentafel nur eine geringe Rolle. Wenn wir die auf der Tafelfläche befindlichen, äusserst flachen Becken und Einsenkungen zu den Unebenheiten der Tafelfläche selbst zählen, dann bleiben als geschlossene Hohlformen nur an einigen Stellen der Tafel (in der Umgegend von Püssi) auftretende Karstformen und vom Menschen geschaffene Formen, wie Steinbrüche, Sand- und Kiesgruben usw. übrig. Die grössten geschlossenen Hohlformen des Gebiets gehören gerade zu den letzteren.

Im allgemeinen ist die Grösse der geschlossenen Hohlformen eine geringe; im Durchmesser erreichen sie höchstens 600 m und die grösste Tiefe beträgt ungefähr 10 m (die Kiesgrube von Saka). Die Hauptzahl der geschlossenen Hohlformen besitzt aber bloss einen Durchmesser von einigen zehn m und ist 2—3 m tief. Die Karsthohlformen von Püssi haben meist eine regelmässige trichter-, kessel- oder wannenförmige Gestalt, einige erscheinen auch als unregelmässige Gruppenformen. Die künstlichen Formen stellen aber flache Schüsseln, Wannen und Gräben von äusserst unregelmässigem, zerlapptem und buchtigem Grundriss dar.

B. Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen.

Wenn wir die Verbreitung der Formentypen auf der Karte (Taf. I) betrachten, können wir folgende Gesetzmässigkeiten entdecken. Die Strand- und Küstentypen breiten sich zonal aus und liegen innerhalb dieser Zonen in einer Reihe nebeneinander. Südlicher breitet sich die Tafelfläche aus. Die Aufwölbungen und Einsenkungen ihrer schwachwelligen Oberfläche wechseln miteinander in einer Haufengruppierung, während die

Stufenflächen reihenweise am Rande der Tafel in Verbindung mit den Talmündungen angeordnet sind. Die Täler durchlaufen die Küstentafel im allgemeinen parallel zueinander in der Richtung von S nach N. Kleinere Kerbtäler gruppieren sich hauptsächlich in der Nähe grösserer Täler, am Rande der Stufenflächen. Die geschlossenen Erhebungen sind auf der Tafelfläche und den Stufenflächen zerstreut und gruppieren sich hauptsächlich auf den höheren, gewölbten Partien der Tafelfläche. Die Gipfelerhebungen zeigen meist eine Haufengruppierung, die Rückenerhebungen dagegen Reihengruppierung. Geschlossene Hohlformen stehen meist einzeln da.

Dort, wo die Aufwölbungen der Tafelfläche den Tafelrand erreichen, haben sich das hohe, steile Kliff (Typus a) und der schmale, schuttbedeckte Strandstreifen (Typus b) ausgebildet. Dagegen sind den bis auf den Tafelrand sich ausdehnenden, niedrigeren, eingesenkten Teilen der Tafelfläche und den Stufenflächen das niedrigere und sanfter geböschte Kliff (Typus b) und der breite sandige Strandstreifen (Typus a) eigen. Letzterer ist am breitesten in den Talmündungen, wo die Strandlinie entsprechende Ausbuchtungen aufweist. Der Blockstrand ist hauptsächlich im östlichen Teil der Küste an den Spitzen der kurzen Landzungen ausgebildet.

C. Die Formengruppen und ihre Verbreitung.

Auf Grund der oben klargelegten Gesetzmässigkeit in der Gruppierung und Verbreitung der Formentypen bilden diese beim Zusammenauftreten die Formengruppen, die nicht nur Gruppen bestimmter Formengattungen — Erhebungen, geschlossener oder offener Hohlformen — darstellen, sondern die als Komplexe typisch sich gruppierender und miteinander kombinierter Formen aufzufassen sind, soweit sie an der Oberflächengestaltung beteiligt sind. Als solche erscheinen bei der Oberflächengestaltung der nordostestländischen Küstentafel folgende Typen von Formengruppen:

1) Die Kliffküste mit hohem, steilem Kliff und schmalem Strandstreifen (Abb. 5). Der bis zum Rande der Küstentafel reichende, höhere, gewölbte Teil der Tafelfläche ist an der Meeresseite von einem 42—55 m hohen Kliff begrenzt.

Im Kliffprofil unterscheiden sich die vertikale, teilweise überhängende Kliffwand und die sich am Fuss der Wand hinziehende, unebene, weniger steile Schuttböschung deutlich voneinander. Der Fuss der Schuttböschung ist von einem schmalen, einige m breiten Strandstreifen umsäumt.

2) Die Kliffküste mit niedrigerem, flacherem Kliff und breitem Strandstreifen (Abb. 7 u. 8) — ist den niedrigeren Partien der Tafelfläche eigen. Das Kliff erreicht nur eine Höhe von 22—34 m ü. d. M., besitzt zugleich eine mässigere Böschung (20—35°) und weist keine deutliche Grenze zwischen seinem oberen Teil und der am Fusse gelegenen, ebenen, flachen Schuttböschung auf. Der Strandstreifen vor dem Kliff ist 50—650 m breit und ziemlich eben.

3) Talmündung. An der Stelle, wo die Täler in die Küste münden, treten zahlreiche Formen auf, die hier eine besondere, typische Formengruppe bilden. Der Mündungsteil des Tals, der meistens die Gestalt eines mäandernden tiefen Sohlentals besitzt, wird von einer dreieckigen oder halbkreisförmigen Stufenfläche umgeben, welche ein wenig niedriger liegt, als die sie umgebende eigentliche Tafelfläche. Der dem Meere zugewandte Rand der Stufenfläche wird von einem 22—34 m hohen Kliff vom Typus b gebildet, das seinerseits von einem breiten Strandstreifen (Typus a) umsäumt wird. Das Kliff wie auch die steilen Talhänge werden von zahlreichen kurzen Kerbtälern durchschnitten, die entweder gleichsohlig münden oder Stufenmündungen aufweisen. Auf der Stufenfläche gruppieren sich haufenweise kleinere Erhebungen.

4) Das Tafelflachland — entspricht dem oben als eigentliche Tafelfläche näher beschriebenen Formentypus. Als Unebenheiten treten die sanftgeböschten Tafelstufen, flache Täler, sowie kleinere Erhebungen und geschlossene Hohlformen auf.

5) Die Formengruppe von Grossrücken — im östlichen Teil der Küstentafel, in Gestalt der „Berge“ von Vaivaru und Laagna.

D. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes.

Von der Verteilung der typischen Formengruppen auf der Küstentafel hängt der regionale Wechsel der Oberflächengestal-

tung derselben ab, und zugleich auch deren Gliederung in kleinere morphographische Einheiten — Teilräume der Oberflächengestaltung. Die Formengruppen der Kliffküste und der Talmündungen entsprechen ihrer Ausdehnung nach den Teilräumen, das Tafelflachland nimmt aber allein den vorherrschenden Teil des Gebietes ein, und aus diesem Grunde muss man es, die lokalen Wechselerscheinungen in Betracht ziehend, weiter in kleinere Teile zerlegen. Vor allem unterscheiden sich hier die höher gelegenen, aufgewölbten, stellenweise von deutlichen Tafelstufen begrenzten Platten und die niedriger gelegenen, eingesenkten, flachsohligen Becken voneinander und können als selbständige Teilräume der Oberflächengestaltung betrachtet werden.

So ergeben sich folgende Teilräume der Oberflächengestaltung des Küstentafellandes (Fig. 7):

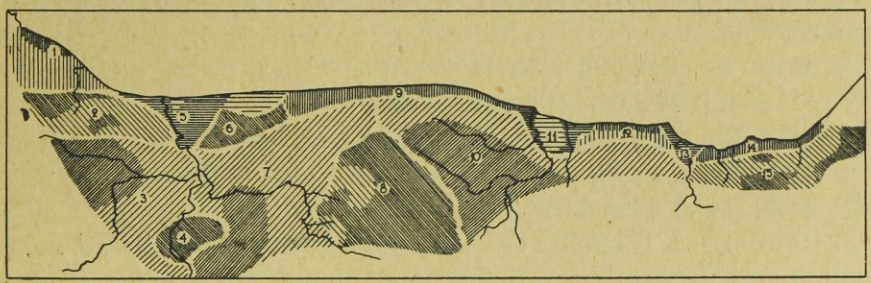


Fig. 7. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes, 1 : 750 000. Die vertikale Schraffierung deutet die Formengruppe der Kliffküste, die horizontale — die Talmündungen, \\\\ — die Aufwölbungen, //// — die Einsenkungen des Tafelflachlandes an. Die typischen Gebiete sind dichter schraffiert.

1) Die Kliffküste von Aseri.

2) Die Platte von Koogu-Kõrgküla — im N von einer deutlichen Tafelstufe begrenzt, auf deren Rande sich lange, wallartige Kleinrücken hinziehen.

3) Das Lüganuse-Becken — das Sammelgebiet der Bäche Koljala und Uuemõisa — wird im E vom Purtse-Tal begrenzt. In der Umgegend von Püssi treten kleine geschlossene Hohlformen (Karstdolinen) auf.

4) Die Platte von Maidli — mit dicht gruppierten Kleinbuckeln und Rücken.

5) Die Talmündung von Purtse. — Die Stufenfläche dehnt sich im E als schmaler Ansatz bis nach Saka aus. Der

auf der Stufenfläche sich erhebende Grossrücken „Hiiemägi“ ist als ein in die typische Formengruppe nicht gehörendes Sondergebilde zu betrachten.

6) Die Platte von Moldova. — Am Nordrande eine deutliche Tafelstufe. Die Oberfläche der Platte ist wegen der dicht gruppierten Kleinbuckel und Rücken ziemlich uneben.

7) Das Becken von Hiie-soo — das Sammelgebiet der Bäche Roodu und Varja — ist westwärts zum Purtse-Tal geneigt.

8) Die Kliffküste von Ontika-Martsa.

9) Die Platte von Kohtla-Jõhvi — im N und NE von einer flachen Tafelstufe begrenzt — senkt sich allmählich nach S zu. Ein Wechsel in der Oberflächengestaltung macht sich in Form von Klein- und Grosskuppen und Kleinrücken bemerkbar.

10) Das Pühajõe-Becken — das Sammelgebiet des Pühajõe- und Mägara-Flusses. Geht im SE in das weite Peipsi-Becken über.

11) Die Talmündung von Pühajõe.

Die Kliffküste von Voka.

Die Talmündung von Voka-Konju.

12) Die Kliffküste von Künnapää-Päite.

13) Die Talmündung von Sõtke.

14) Die Kliffküste von Sillamäe-Meriküla — stellt den 2. Typus der Formengruppen dar (Kliffküste mit flacherem Kliff und breitem Strand). Das Kliff ist durch grosse Kerbtäler reichlich zergliedert.

15) Die Rückengruppe von Vaivaru-Laagna.

II. Der geologische Bau.

Im Vorangegangenen erhielten wir Aufschluss über die äussere Gestalt der Oberfläche der Küstentafel, über die Formentypen und die aus diesen gebildeten typischen Formengruppen, wie auch über die Einteilung des Gebiets in kleinere morphographische Einheiten, in die Teilräume der Oberflächengestaltung. Das volle Verstehen der physiologischen Vorgänge, wie auch der Entstehung und des Entwicklungsganges, setzt ausser einer Kenntnis der äusseren Gestalt der Oberfläche auch die Kenntnis der Zusammensetzung (Struktur) und des inneren Baus der Formen voraus. Die Darstellung und Erörterung dieser Faktoren ist die Aufgabe des vorliegenden Abschnitts.

Schon bei der ersten oberflächlichen Betrachtung sehen wir, dass an dem Aufbau der Oberflächenformen des nordostestländischen Küstentafellandes zwei Hauptagentien sich beteiligen, welche in ihren physikalischen Eigenschaften, wie auch in ihrer physiologischen Bedeutung stark auseinandergehen. Diese zwei Agentien sind — der Untergrund (das anstehende Gestein) und die lose Bodendecke. Jener bildet die Hauptmasse der Küstentafel selbst und bestimmt die allgemeinen Züge der Formen. Diese deckt das anstehende Gestein mit einer Schicht von wechselnder Mächtigkeit und bedingt die kleineren Formen und die Einzelheiten des Reliefs. Wegen der Verschiedenheit ihrer Eigenschaften und ihrer Bedeutung verlangen der Untergrund und die Bodendecke verschiedene Untersuchungsmethoden und müssen getrennt ein jedes für sich beschrieben werden.

Die Aufhellung des inneren Baues und der Zusammensetzung der Formen der Erdoberfläche ist im allgemeinen Aufgabe der Geologie. Aber nicht alle die Tatsachen und Standpunkte, die für die Geologie ausschlaggebend sind, finden in

der Geographie, insbesondere in der Geomorphologie, das gleiche Interesse, obgleich diese sich auch auf die Ergebnisse der Geologie stützt. Für die Untersuchung und Darstellung der Oberflächengestaltung vom geographischen Standpunkt aus haben das Alter der Gesteine, deren Fossiliengehalt, die Genesis der Gesteine und die Verhältnisse, die dabei geherrscht haben, keine Bedeutung, da alle diese Faktoren schon fertig vorhanden waren, lange bevor die Zeitperiode eintrat, in welche die Bildung der gegenwärtigen Formen zurückreicht, und da sie zugleich keinen Einfluss auf den Verlauf der gegenwärtigen physiologischen Vorgänge haben. Wichtig sind nur einige physikalische und chemische Eigenschaften des Untergrundes und der Wechsel dieser Eigenschaften innerhalb der verschiedenen Teile des Untergrundes, in verschiedenen Stufen und Schichten. Diese für uns wichtigen Eigenschaften der Gesteine sind: die Verwitterungsart (chemische oder mechanische), die Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung und die Wasserdurchlässigkeit. Bei der Bodendecke ist dagegen die Kenntnis der Entstehungsweise ihrer verschiedenen Arten, deren Alters und zu dessen Bestimmung die Kenntnis des Gehalts an Fossilien wichtig, da die Bodendecke meist ein rezentes Gebilde ist und entweder als Produkt gegenwärtiger physiologischer Vorgänge dasteht, oder uns die Umstände ergründen hilft, unter welchen die heutige Oberflächengestaltung zustande gekommen ist.

Es gibt noch keine exakte Methode zur Bestimmung der Widerstandsfähigkeit des Untergrundes, welche unanfechtbare und in jeder Beziehung stichhaltige Schlüsse ermöglichen könnte. Man könnte die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteinsarten im Laboratorium mit Hilfe entsprechender Apparate und Einrichtungen prüfen, wie man z. B. mit dem Baumaterial verfährt, aber dabei wären noch lange nicht alle in dieser Beziehung massgebenden Faktoren in Betracht gezogen. Unberücksichtigt blieben dann alle Eigenschaften, die aus der Kombination der Gesteine zu der umfangreichen Masse des Untergrundes hervorgehen, wie die Lagerungsverhältnisse, die Klüftensysteme u. s. w. Und dennoch muss die Bestimmung der Widerstandsfähigkeit vom Untergrund selbst ausgehen, und nicht von den Formen, welche bei der Abtragung des Untergrundes entstanden sind. Anderenfalls würden wir unsere Beweise auf Tatsachen stützen, die selbst eines Beweises bedürfen.

Passarge[1]) nennt folgende für die Widerstandsfähigkeit der Gesteine massgebende Faktoren: die Härte (Härte der gesteinbildenden Mineralteilchen und deren Kohäsion), deren Schwankungen und die durch letztere bedingte Fluktuationsfähigkeit, weiter Zerklüftung, Porosität und chemische Löslichkeit.

Da Passarge in seinem morphologischen Atlas eine kartographische Darstellung, unter anderem auch eine solche der Widerstandsfähigkeit des Gesteinsgrundes, zum Ziel hat, so war er gezwungen, wegen der geringen Mächtigkeit der Schichten und des raschen Wechsels der Widerstandsfähigkeit derselben, das Mass mittlerer Widerstandsfähigkeit für einen grösseren Schichtenkomplex abzuschätzen und festzustellen. Die Genauigkeit und der Wert der Karte für die Aufhellung der Beziehungen zwischen der Gestaltung der Oberflächenformen und deren innerem Bau wurde dadurch bedeutend herabgesetzt. Das ist ein unvermeidlicher Mangel aller solcher Karten.

Rathjens[2]) wendet schon eine vereinfachte Methode an, indem er nur Härte, Zerklüftung und Wasserdurchlässigkeit unterscheidet und, diese Eigenschaften summierend, die allgemeine Widerstandsfähigkeit erhält, deren verschiedene Stufen auf der Karte verzeichnet werden.

Christa[3]) meint, dass die Widerstandsfähigkeit gegenüber der Abtragung vor allem von der Durchlässigkeit der Gesteine abhänge und auf Grund dieser bestimmt werden könne.

Nach Passarge's Meinung[4]) ist es unmöglich, eine allgemeingültige, bestimmte Skala für die Widerstandsfähigkeit der Gesteine aufzustellen. Das wäre nur für kleinere Gebiete unter Berücksichtigung aller Einflüsse denkbar, aber auch dann nur für einzelne angreifende Kräfte. Die nordostestländische Küstentafel ist aus verhältnismässig wenigen, nach Widerstandsfähigkeit und nach allgemeinen physikalischen Eigenschaften voneinander abweichenden Schichten aufgebaut, welche man leicht trennen und kartographisch darstellen kann (Fig. 8). In der folgenden eingehenderen Behandlung der Schichten und Gesteine

1) Morphologischer Atlas, Erläut. z. Lief. I, S. 148. — Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 108.

2) Morphologischer Atlas, Erläut. z. Lief. II, S. 14.

3) E. Christa, Zum Problem der Stufenlandschaft. Centralbl. f. Miner. etc. 1924, S. 438.

4) Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 110.

war ich bestrebt, das Mass ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung vergleichend abzuschätzen, dieses durch relative Wertzahlen bezeichnend. Letztere sind nicht Ergebnisse einer Summation zweier oder dreier vorherrschender Eigenschaften, nach dem Vorbild Rathjens', sondern bei ihrer Ableitung sind nach Möglichkeit alle Bedingungen und Einflüsse abgewogen und in Betracht gezogen worden. Diese Zahlen finden wir in der Tabelle S. 43 verzeichnet.

A. Der Untergrund.

Das nordostestländische Küstentafelland ist geologisch ein Randteil der Russischen Sedimenttafel. Dieser Komplex paläozoischer Schichten ruht in den Hauptzügen sohlig und undisloziert auf archaischem Sockel, welcher als Fennoskandisches Massiv weiter im N und NW zutage tritt. Die Grenze zwischen den beiden Formationen ist meistens durch eine deutlich ausgebildete Stufe — den sog. Glint — markiert. In die Vertiefung an seinem Fuss ist das Meer eingedrungen und hat die Stufe an einigen Stellen noch deutlicher und steiler geformt. Das ist gerade für den grössten Teil der nordostestländischen Küste der Fall. Die von der Abrasion angegriffenen Stellen bilden zugleich grossartige Aufschlüsse, aus denen man eine klare und detaillierte Vorstellung über den Aufbau der Küstentafel gewinnen kann.

Folgende aus Kambrium und Untersilur (Ordovicium) stammende Sedimentschichten von wechselnder Mächtigkeit und petrographischem Charakter bilden das Glintprofil (siehe Tabelle S. 43 u. Fig. 3, III, Abb. 13).

Die grösste Gesamtmächtigkeit des ü. d. M. hervorragenden Teils des Schichtenkomplexes beträgt 55 m (Ontika), die geringste Mächtigkeit erreicht ca 30 m (Utria).

Auf der oberen Fläche der Küstentafel stehen ausserdem in breiteren Zonen noch andere Kalksteinstufen an (Kukruse-Stufe C_2, Jõhvi-Stufe C_3), welche im allgemeinen den im oberen Teil des Glints vertretenen Kalksteinen ähneln. Die Kukruse-Stufe enthält weiche Zwischenschichten von bituminösem Mergelschiefer.

Das ganze Schichtenpaket liegt fast horizontal mit einem kaum merkbaren Fallen ($^1/_4$—$^1/_2{}^0$) nach S. Eine der wenigen Dislokationserscheinungen besteht in einer lokalen, schwachen Aufbiegung des Schichtenverbandes zu von N nach S gerich-

	Der petrographische Charakter	Mittlere Mächtigkeit m	Relative Widerstandsfähigkeit	Stratigraphische Bezeichnung [1]	
Kalksteine	g) Kalksteine mit deutlicher horizontaler Bankung und vertikaler Zerklüftung, enthalten dünnere, merglige Zwischenschichten	12	4—6 6	C_1 Tallinna-Stufe, Aseri-Stufe B_3 Kunda-Stufe B_2 Paltiski-Stufe — oberer Teil (Glaukonitkalk)	Unter-silur
Ton, Sandsteine und Schiefer	f) Lehmiger Sand mit Glaukonitkörnern	1	2	B_1 Paltiski-Stufe — unterer Teil (Glaukonitsand)	
	e) Tonschiefer	1,5	2	A_3 Dictyonema-Schiefer	
	d) Lockerer Quarzsandstein mit Schiefereinlagerungen und Zwischenschichten von losem Sand	5	2—3	Obolensandstein	
	c) Quarzsandstein von wechselndem Bestand und wechselnder Härte	10	2—4	A_2 Weisser petrefaktenleerer Quarzsandstein	Kambrium
	b) Toniger und dolomithaltiger Sandstein	7	4	Eophyton-Sandstein	
	a) Reiner plastischer Ton	max. 18	3	A_1 Blauer Ton	

Meeresspiegel

Die ausgezogene Linie deutet das Vorhandensein einer scharfen Grenze zwischen den Schichten an, die punktierte Linie bezeichnet dagegen einen allmählichen Übergang. Die wellige Linie bedeutet Diskordanz (das Fehlen einiger Formationsglieder oder transgressive Lagerung).

teten flachen Antiklinalen, wodurch die Schichten ausser dem erwähnten südlichen Fallen stellenweise ein kleineres unregelmässiges Fallen nach E und W bekommen. Die Sattellinien zweier solcher Antiklinalen durchqueren die Küste bei Ontika und Toila. Die Schichten scheinen auch bei Päite ein wenig aufwärts gebogen zu sein. Das erwähnte östliche Fallen ist am auffallendsten bei Päite, wo es auf einer kurzen Strecke von 0,5 km bis auf 9 m/1 km ansteigt [2]). An anderen Stellen ist dieses

1) Nach H. Bekker, Übersicht über die Ergebnisse der Untersuchungen auf dem silurischen Gebiet Estlands (estn.), „Loodus", Tartu 1922 und „Lehrbuch der historischen Geologie" (estn.), Tartu 1923.

2) Nach den Messungen von K. Janson.

Fallen äusserst gering. Ausserdem sind die Kalksteine von einem regelmässigen Netz von Vertikalklüften, sog. Diaklasen, durchsetzt, welche stellenweise in Verbindung mit kleineren, einige cm oder dm betragenden Verwerfungen zu stehen scheinen. Schreiten wir von der Küste aus nach S, so folgen wir dem allgemeinen Fallen der Schichten, von den älteren zu den jüngeren übergehend. Der grösste Teil der Schichten tritt nur im Durchschnitt am steilen Kliff zutage, und erst die obersten Stufen finden wir auf der Tafelfläche in breiten von W nach E verlaufenden Zonen anstehen.

1. Der blaue Ton.

Ausbreitung und Mächtigkeit. Der untere Teil des Kliffs wird von sog. blauem Ton gebildet, welcher auch auf dem Strandstreifen am Fusse des Kliffs ansteht und sich weiter auf dem Meeresgrund fortsetzt. Er ist meist von mächtigen Schutthalden, die den Fuss des Kliffs umsäumen, bedeckt und tritt nur stellenweise auf dem Strandstreifen und in den das Kliff durchschneidenden Tälern zutage. Noch seltener sind die Stellen, wo man die obere Grenze des blauen Tons sehen kann. Das Feststellen derselben wird noch dadurch erschwert, dass der blaue Ton ohne deutliche Grenze in den hangenden, blaugrauen Sandstein übergeht und sich innerhalb desselben als dünnere Zwischenschichten noch in der Höhe einiger m fortsetzt. Es besteht aber kein Zweifel darüber, dass der blaue Ton über die ganze Küste ausgebreitet ist, da seine Fundorte häufig und überall gelegen sind.

Fangen wir im W an, so sehen wir den blauen Ton zuerst bei Aseri in den Schutthalden des steilen Kliffs und am Strandstreifen anstehen. Seine obere Grenze ist hier verdeckt. Weiter tritt er auf dem Rande der Stufenfläche von Aseri-Kukeristi unter einer mächtigen Strandgeröllablagerung zutage. Er erreicht hier eine Höhe von 7 m ü. d. M. Diese Grenze ist aber doch nicht die obere Grenze des Tons überhaupt. Von hier aus kann man den blauen Ton fortlaufend im unteren Teil des Kliffs und am Strande bis nach Liimala, an der Mündung des Purtse-Flusses, verfolgen. Die obere Grenze des Tons erreicht hier ungefähr eine Höhe von 12—15 m ü. d. M. Östlich von der Mündung der Purtse bis Saka tritt der blaue Ton an mehreren Stellen am Fusse des Kliffs und am Strandstreifen zutage. Von Saka an

sieht man am hohen, schroffen Kliff an mehreren Stellen tiefe, bis zum blauen Ton reichende Entblössungen. In der Karjaoru-Schlucht bei Ontika hat A. Kupffer die obere Grenze des blauen Tons auf 18 m ü. d. M. eingeschätzt — das wäre zugleich die maximale Höhe unter den bis jetzt festgestellten Werten. Also nimmt auch der blaue Ton zusammen mit den anderen Stufen teil an der Bildung der erwähnten flachen Antiklinalen.

Weiter nach E finden wir den blauen Ton im Tal des Pühajõe, und zwar bei der Talmündung an den beiden Hängen, in der Nähe des Flussspiegels. Die Tonaufschlüsse ziehen sich den Fluss entlang bis zur Brücke des Schlosses Oru — einem Punkt, der 600 m vom Meeresstrand entfernt ist. Der Flussspiegel befindet sich hier in einer absoluten Höhe von 9 m. Wenn wir das mittlere Fallen der Schichten in Betracht ziehen, erhalten wir als obere Grenze des blauen Tons im Küstenkliff eine Höhe von 11—12 m ü. d. M.

Gute Aufschlüsse des blauen Tons sind am Kliff von Voka, an der Mündung des Flusses zu finden. Die Höhe der oberen Grenze des Tons ist hier nicht genauer gemessen worden; man kann sie aber ungefähr auf 10—12 m ü. d. M. einschätzen. Ebenso gibt es Aufschlüsse des blauen Tons im ganzen Bereich der Kliffküste von Päite bis Türsamäe, wo in der tiefeingeschnittenen Uku-Schlucht alle Schichten, vom Kalkstein bis zum blauen Ton, in einer tiefen Entblössung zutage treten.

Bei Türsamäe, Sillamäe und Kannuka ist der Fuss des Kliffs durch mächtige Sand- uud Geröllablagerungen verdeckt. Der blaue Ton kommt unten am Strandstreifen erst hei Perjatse zum Vorschein, wo der vom Kliff herabströmende Bach in den Strandablagerungen folgenden Aufschluss gebildet hat:

Dünensand		1 m	
Strandschotter		0,65 m	
Untergrund	weisser Sandstein .	0,65 „	4,0 m ü. d. M.
	blauer Ton . . .	1,2 „	
	Wasserspiegel des Baches		

Östlich von Perjatse ist der Ausstrich des blauen Tons stellenweise am Strandstreifen zu sehen, während noch weiter, bei Utria, nur sein oberer, mit Sandsteinschichten wechsellagernder Teil an der ganz in der Nähe der Strandlinie gelegenen Kliffwand zutage tritt. Unter der Schutthalde, die den Fuss des Kliffs

deckt, sieht man nicht, ob der eigentliche blaue Ton hier überhaupt den Meeresspiegel übersteigt. Zwischen Utria und Narva ist der Kliff — wenigstens in seinem unteren Teil — überall verdeckt, so dass der blaue Ton nirgends zum Vorschein kommt; eine Ausnahme bildet das Tal des Narva-Flusses unterhalb der Stadt. Der blaue Ton hat hier eine ungemein hohe Lage[1]), und es ist zweifelhaft, ob wir es hier überhaupt mit echtem blauen Ton zu tun haben.

Petrographische Eigenschaften. Die Hauptmasse des sog. blauen Tons wird von einheitlichem, reinem, plastischem Ton von heller grünblauer oder graublauer Farbe gebildet. Die Plastizität äussert sich nur im feuchten Zustand, während der trockene Ton hart wird und in 3—5 cm grosse, dünne, etwas gekrümmte Scherben zerfällt. So findet die mechanische Verwitterung bei Feuchtigkeits- und Temperaturschwankungen an ihm ein dankbares Material, während er in halbfeuchtem, plastischem Zustand der Abtragung gegenüber viel widerstandsfähiger ist. Der Ton ist vollständig wasserundurchlässig, und seine Oberfläche bildet deshalb einen wichtigen Grundwasserhorizont. Von Wasser durchtränkter Ton wird zu einer weichen fliessenden Masse. Diese Tatsache ist von grosser Bedeutung für die Gestaltung des Kliffs.

Im blauen Ton finden wir stellenweise unregelmässige Flecken und Streifen von rötlicher Färbung, welche eine Folgeerscheinung sekundärer chemischer Umwandlung ist. Nach A. Kupffer[2]) wird der Ton von einem glimmerähnlichen Mineral, von verwittertem Feldspat und Quarz gebildet, zu denen sich in äusserst kleinen Mengen weisser Glimmer und an den erwähnten roten Stellen Eisenoxyd gesellt. Die blaugrüne Farbe des Tons stammt vermutlich von ausserordentlich feinen Glaukonit- und Pyritkörnchen.

Dem blauen Ton fehlt jegliche Schichtung. Diese tritt bis zu einem gewissen Grade erst in der Nähe seiner oberen Grenze auf, wo Zwischenschichten von festem, verkieseltem, mit feinen, dunkelgrünen Glaukonitkörnchen dicht erfülltem Sandstein auf-

1) Vgl. H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. „Fennia“ 34, Helsingfors 1913, S. 57.

2) A. Kupffer, Die chemische Konstitution der ostbaltischen silurischen Schichten. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- u. Kurlands. I. Serie, V. Bd., Dorpat 1874, S. 88.

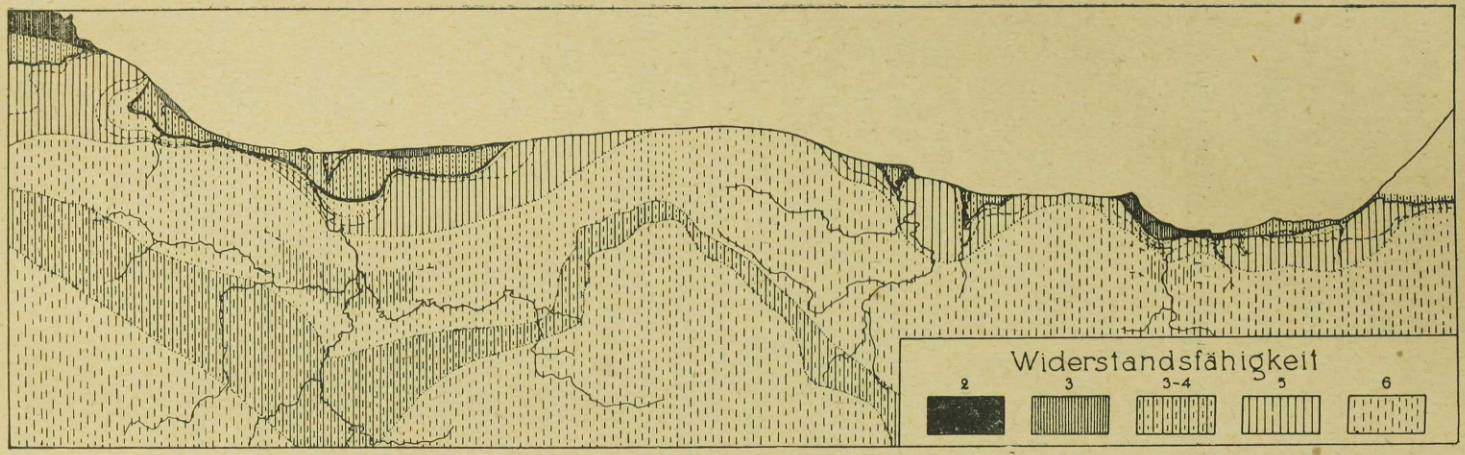


Fig. 8. Die Widerstandsfähigkeit des Gesteinsgrundes. 1 : 400 000.
Die Widerstandsfähigkeit 2 besitzt der Tonschiefer und der Glaukonitsand, 3 — der blaue Ton, 3—4 — der graue und weisse Sandstein und die weicheren, schiefrigen Teile der Tallinna- und Kukruse-Stufen, 5 — die Kalksteine der Kunda- und Aseri-Stufe (die unterbrochene Linie deutet ihre Grenze gegeneinander an), 6 — der Glaukonitkalk und die Kalksteine der Tallinna- und Jõhvi-Stufen. (Vgl. Tabelle S. 43.)

zutreten beginnen. Stellenweise findet man im Sandstein auch einige cm grosse Pyrit- und Markasitknollen.

Wenn wir die petrographischen Eigenschaften und die Verwitterungsart in Betracht ziehen, können wir die Widerstandsfähigkeit des blauen Tons mit der relativen Zahl 3 bezeichnen.

2. Der graue, tonige und dolomithaltige Sandstein.

Der blaue Ton geht oben ohne deutliche Grenze in den bläulichgrauen Sandstein über, welcher als eine Serie ton- und dolomithaltiger Schichten im unteren Teil des Kliffs längs der ganzen Küste ansteht. Dieser Sandstein kommt nur am Kliff in tieferen Entblössungen direkt ans Tageslicht. Meist ist er aber durch Schutthalden verdeckt.

Die Mächtigkeit des Sandsteins scheint im allgemeinen nach E zu abzunehmen und ist grösser im westlichen und mittleren Teil der Küste. Im äussersten östlichen Teil, im E von Kannuka, scheint diese Stufe vollständig zu fehlen, da nach dem auf S. 45 angeführten Profil über dem blauen Ton unmittelbar der weisse Quarzsandstein auftritt. Es ist dennoch möglich, dass wir es hier mit einer unbedeutenden fazialen Abweichung zu tun haben, da der graue Sandstein in Ingermanland wieder auftritt. Ein genaueres Profil vom Sandstein aus der Karjaoru-Schlucht bei Ontika gibt A. Kupffer[1]):

Hangend weisser Quarzsandstein	Mächtigkeit m	Höhe ü. d. M.[2]) m
a) Graublauer, sandiger Ton	0,05	18,6
b) Gelblichweisser, fester Dolomitsandstein, erfüllt mit kugelförmigen, erbsengrossen Concretionen von Dolomitsandstein. Die Concretionen zeigen rhomboedrische Spaltungsflächen	0,25	18,35
c) Graublauer, sandiger plastischer Ton	0,15	18, 2
d) Gelblichweisser, lockerer Dolomitsandstein, in seiner unteren Ablagerung in festen, der mit kugelförmigen Concretionen wie b erfüllt ist, übergehend	1,00	17, 2
e) Sandiger, graublauer, plastischer Ton, erfüllt mit feinen Markasit- und Pyritkristallen, durch Grabung blossgelegt bis zur Tiefe von	—	16, 2
Liegend blauer Ton.		

1) a. a. O. S. 81.

2) Bei Kupffer der Abstand der Schichten vom oberen Rand des Kliffs.

Wie aus dem Profil zu ersehen ist, wechseln hier tonhaltige Schichten mit dolomithaltigen. Je geringer der Gehalt an Ton und je grösser der Gehalt an Dolomit, um so widerstandsfähiger sind die Schichten. Die Durchlässigkeit ist wegen der Feinkörnigkeit und der Dichte des Sandsteins im ganzen sehr gering. Der Sandstein ist sehr kompakt und wenig zerklüftet, was seine Widerstandsfähigkeit noch erhöht. Die relative Zahl dafür wäre 4.

3. Weisser Quarzsandstein.

Im Profil des Glints folgt der vorher beschriebenen, grauen Sandsteinstufe eine hauptsächlich aus weissem Quarzsandstein gebildete Schichtenstufe. Der Übergang zwischen den beiden ist ein allmählicher, ohne deutliche Grenze. Die Stufe ist an verschiedenen Stellen der Küste von verschiedener Mächtigkeit und wechselt fazial. Im mittleren Teil der Küste, bei Ontika und Martsa, erreicht die Stufe ihre grösste Mächtigkeit und ihre höchste Lage ü. d. M. Nähere Auskunft über die Einteilung und Ausbildung der Stufe gibt uns das folgende, von Kupffer gemessene Profil des Sandsteins in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika[1]):

	Mächtigkeit m	Höhe ü. d. M. m
a) Quarzsand, versteinerungsleer	ca 0,15	29,0
b) Rötlicher, lockerer Sandstein, mit kleinen, zu Eisenoxydhydrat umgewandelten Eisenkiesdrusen. In der Höhe von 28,8 m bis 28,75 m eine kaolinartige, quarzsandreiche Tonzwischenlage. Die untersten Partien dieser Quarzsandablagerungen sind durch Eisenoxyd tief rot gefärbt	5,15	23,85
c) Bläulichgrauer, häufige silberweisse Glimmerblättchen führender, lockerer Quarzsand, mit einzelnen, kleinen Eisenkiesdrusen	0,75	23,1
d) Wechsellagerungen von ähnlichem Quarzsand mit bis 0,04 m dicken, sandhaltigen, blaugrauen Tonlagen	0,73	22,37
e) Quarzsand wie c), in der Höhe 19,8 m ziemlich fest. Im Liegenden wird diese Schicht dolomitisch, erfüllt mit losen, erbsengrossen, dolomitischen Sandconcretionen . . . . . (Übergang zum liegenden, grauen, dolomitischen Sandstein).	3,77	18,6
	10,5 m.	

1) a. a. O. S. 80.

Einen ähnlichen Wechsel mächtigerer Schichten reinen, weissen Quarzsandsteins mit grauen und bläulichen tonigen und rotbraunen eisenreichen Zwischenschichten sehen wir in dieser Stufe überall. Die obere Grenze der Stufe ist scharf und deutlich, weil hier auf der erodierten Fläche des liegenden festen Quarzsandsteins ein loses geröllartiges Konglomerat (sog. Obeluskonglomerat) lagert. Die Grenze ist besonders bequem in den Kerbtälern, die das Kliff durchschneiden, oder an den vom Kliff herabführenden Fussstegen zu verfolgen (Ontika, Martsa, Toila). Die untere Grenze der Stufe ist dagegen unscharf und meist schon durch Schutthalden verdeckt, oder findet ihren Ausstrich an steilen Entblössungen der Kliffwand, die keinen Zugang haben.

Die Widerstandsfähigkeit des Sandsteins wechselt stark in den verschiedenen Schichten der Stufe; dünnere, tonige Zwischenschichten sind dicht und wasserundurchlässig, aber zugleich weich und leicht erodierbar (Widerstandsfähigkeit ungefähr 3). Die Schichten des Quarzsandsteins sind ziemlich fest, aber porös und wasserdurchlässig, ausserdem noch von zahlreichen Vertikalklüften durchsetzt, und zerfallen bei Verwitterung leicht zu losem Sand. Ihre Widerstandsfähigkeit kann man auf 4 einschätzen. Schliesslich enthält die Stufe noch weiche Schichten beinahe losen Quarzsandes, dessen Widerstandsfähigkeit die Zahl 2 nicht übersteigt. Die gesamte Widerstandsfähigkeit der Stufe schwankt also zwischen 2 und 4, doch dominiert der letztere Wert.

4. Obolensandstein.

Ein lockerer Sandstein, der nach dem typischen Fossil *Obolus Apollinis* genannt wird, bildet als 4—6 m mächtige Stufe das Hangende des weissen Quarzsandsteins. Seine untere Grenze ist scharf und wird vom vorhin erwähnten losen, geröllartigen Konglomerat gebildet. Der untere, einige dm betragende Teil der Stufe besteht aus losem, grobkörnigem Quarzsand, welcher durch einen Überschuss an Eisenoxyd rotbraun oder nussbraun gefärbt ist. Hier können wir meist eine wechselnde diagonale Schichtung unterscheiden. Höher folgt weisser, feinkörniger, lockerer, stellenweise diagonal geschichteter Quarzsandstein, welcher in wechselndem Abstand voneinander auftretende,

einige mm bis 5 cm mächtige, dunkelbraune Tonschieferzwischenschichten führt. Durch die Zunahme der Mächtigkeit der letzteren und die Abnahme der zwischengelagerten Sandsteinschichten geht der Obolensandstein allmählich in reinen Tonschiefer über.

Ein detailliertes Profil des Obolensandsteins in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika gibt Kupffer[1]):

Hangend bituminöser Tonschiefer. Obolus-(Unguliten-)Sandstein:	Mächtigkeit m	Höhe ü. d. M. m
a) Wechsellagerungen von 0,03 m dicken Quarzsand- mit bituminösen Tonschieferschichten. Die in diesen Wechsellagerungen vorkommenden Markasitknollen sind gänzlich in Eisenvitriol übergegangen. Das Liegende bildet eine 0,05 m starke Schicht von bitum. Tonschiefer	1,10	34,0
b) Wechsellagerungen von Quarzsand- und bitum. Tonschieferschichten in folgenden Verhältnissen:		
Rötlicher, einzelne Glimmerblättchen führender Quarzsand	0,29	
Bituminöser Tonschiefer	0,01	
Quarzsand mit papierdünnen Tonschieferschichten	0,27	
Bituminöser Tonschiefer	0,05	
Quarzsand mit papierdünnen Tonschieferschichten	0,26	1,33
Quarzsand mit 0,02 bis 0,03 m dicken bitum. Tonschieferschichten	0,16	
Quarzsand, im Hangenden und Liegenden mit papierdünnen Schichten von bitum. Tonschiefer	0,25	
Bituminöser Tonschiefer	0,04	32,67
c) Quarzsand, rötlichgelber, mit seltenen, papierdünnen Schichten von bitum. Tonschiefer	0,66	32,0
d) Bituminöser Tonschiefer	0,05	31,95
e) Gelblichweisser Quarzsand, von lockerem Gefüge, rasch in sehr festen übergehend	1,38	30,57
f) Quarzsand, mit häufigen, papierdünnen Schichten von bitum. Tonschiefer; versteinerungsleer; im Liegenden nochmals grosse Unguliten und Linsen von Toneisenerz führend[2]). In den tieferen Ablagerungen des Quarzsandes finden sich keine Unguliten mehr	1,55	29,0
	6,07	

1) a. a. O. S. 79—80.
2) Oboluskonglomerat.

Von den unter f) erwähnten Schichten gehören die unter den obolusreichen Schichten liegenden offenbar schon zu der Stufe des weissen Quarzsandsteins. Darum muss man die gesamte Mächtigkeit der Stufe von 6,07 m ein wenig verringern. Bei Martsa beträgt die Mächtigkeit des Obolensandsteins fast genau 4 m, in Narva, im Flusstal, erreicht sie 2,4 m. Der in Narva anstehende Sandstein weicht auch petrographisch vom gewöhnlichen ab, indem er einen besonders hohen Härtegrad und eine rötliche Farbe zeigt. Sonst ist der Sandstein in seinen Eigenschaften recht einheitlich. Die Zwischenschichten von losem Sand, die besonders im unteren Teil der Stufe auftreten, und der lockere Charakter des die Hauptmasse der Stufe bildenden Sandsteins verringern deren Widerstandsfähigkeit. Nur eine einzelne Sandsteinschicht (e) im unteren Teil der Stufe besitzt eine Widerstandsfähigkeit, die man mit 4 bezeichnen könnte. Die mittlere Widerstandsfähigkeit der Stufe beträgt aber 2 bis 3.

5. Der bituminöse Tonschiefer.

Die Mächtigkeit dieser Stufe ist am grössten Teil der Küste 1—2,5 m, wird aber nach E zu allmählich kleiner. Bei Narva keilt der Schiefer aus. Dank der dunkelbraunen, fast schwarzen Farbe und des schiefrigen Charakters kann man die Schicht im oberen Teil der Kliffwand und in den Talhängen leicht verfolgen. Für nähere Untersuchungen ist der Schiefer am besten im Purtse-Tal (zwischen den Dörfern Purtse und Lüganuse), in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika, an den vom Kliff herabführenden Fussstegen bei Ontika, Valaste, Martsa und Toila, in der Tafelstufe in der Nähe des Gutes Voka, in der „Uku"-Schlucht bei Päite und im Kliff von Sillamäe, Kannuka und Utria zu erreichen. Die Stufe ist in ihrer Zusammensetzung einheitlich und wird von dunklem, bituminösem Tonschiefer gebildet. Dieser ist von zahlreichen, sich unter spitzem Winkel schneidenden, senkrechten Klüften durchsetzt und zerfällt leicht in dünne, einige dm betragende oder kleinere Platten. Gerade wegen dieser Zerklüftung und Schiefrigkeit ist seine Widerstandsfähigkeit gering — ungefähr 2. Härtere Zusätze im Schiefer sind die im Durchschnitt 3—10 cm erreichenden Knollen der Dolomitpseudomorphosen sowie die Markasitknollen und Schmitzen,

die stellenweise als ununterbrochene Schicht auftreten. Im Verhältnis aber zu der Masse des Schiefers selbst sind sie in so geringem Masse vertreten, dass sie die gesamte Widerstandsfähigkeit nicht ändern können. Im unteren Teil der Stufe fangen innerhalb des Schiefers dünne Sandzwischenschichten an aufzutreten, welche im liegenden Obolensandstein zu voller Entfaltung gelangen.

6. Der tonige Glaukonitsand.

Auf dem bituminösen Tonschiefer lagert als eine Schicht von geringer Mächtigkeit (0,02—1,4 m) der Glaukonitsand, vom unterliegenden Schiefer meist durch eine deutliche Abtragungsfläche geschieden. Wie auch beim Schiefer, nimmt die Mächtigkeit des Glaukonitsandes von W nach E ab. Der Glaukonitsand tritt gewöhnlich zusammen mit dem bituminösen Schiefer an den Tag und ist mit ihm an gleichen Stellen zu erreichen.

Der petrographische Charakter des Glaukonitsandes wird von A. Kupffer folgendermassen beschrieben[1]):

„Der Glaukonitsand bildet ein gleichförmiges Gemenge von weissem, durchsichtigem und abgerundetem, feinem Quarzsand und seladongrünen, bis 1 mm grossen Körnern eines eisenreichen Silikates, dem Glaukonit. Durch die Überfülle dieser Glaukonitkörner hat das Gestein durchweg eine dunkelgrüne Farbe.

Glaukonitsand besitzt in verschiedenen Tiefen wechselnden Tongehalt, der ihm oft grosse Plastizität verleiht. Im Ganzen ist sein Gefüge äusserst locker, wie das des gewöhnlichen alluvialen Meersandes".

Im oberen Teil der Schicht wird das Bindemittel kalkhaltig und verliert seinen tonigen Charakter. Durch die fortwährende Zunahme des Kalkgehalts geht der Glaukonitsand in Glaukonitkalkstein über. Eine deutliche Grenze zwischen den beiden gibt es nicht.

Wie schon von Kupffer erwähnt wurde, besitzt der Glaukonitsand ein äusserst lockeres Gefüge und zugleich auch eine sehr geringe Widerstandsfähigkeit (1—2). Das gilt besonders von dem tonigen oder sandigen unteren Teil der Stufe. Der

1) a. a. O. S. 122.

obere kalkreichere Teil ist schon härter und widerstandsfähiger (3). Die mittlere Widerstandsfähigkeit der Stufe wäre somit ungefähr 2.

7. Die Kalksteine.

Der obere Teil des Kliffs und die Tafelfläche werden von einer Serie petrographisch wenig voneinander abweichender Kalksteinstufen gebildet. Die Geologen gruppieren sie vor allem nach ihrem Fossiliengehalt. Um eine bessere Übersicht zu gewinnen, teilen wir, indem wir die vorhandenen geringen Unterschiede in dem petrographischen Charakter in Betracht ziehen, die Kalksteine in folgende vier Gruppen ein (von unten nach oben gerechnet):

1) Glaukonitkalkstein — entspricht stratigraphisch dem oberen Teil der Paltiski-Stufe (B_2).

2) Vaginatenkalkstein — ihm entsprechen die Kunda-, Aseri- und Tallinna-Stufen (B_3, C_1). Die Benennung „Vaginatenkalkstein" haben Schmidt und andere Geologen für alle Stufen zwischen dem Glaukonitkalkstein und der sog. Kukruse-Stufe gebraucht, bevor noch eine genauere stratigraphische Einteilung der Stufen in Angriff genommen war (1882).

3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite — entsprechen der Kukruse-Stufe C_2.

4) Die oberen Kalksteine — entsprechen den Idavere- und Jõhvi-Stufen (C_3, D_1).

1) Glaukonitkalkstein.

Die Schichtenserie der Kalksteine beginnt mit dem sog. Glaukonitkalkstein, der ohne deutlich unterscheidbare Grenze dem Glaukonitsande folgt. Die gesamte Mächtigkeit des Glaukonitkalksteins schwankt zwischen 3—4 m. Zwei dünne mergelige Zwischenschichten zerlegen die Stufe in einen unteren dünneren und zwei mächtigere obere Teile. Die beiden oberen stellen kompakte, 1,5 m mächtige Schichten dar. Der untere Teil ist noch ein wenig tonig und wegen der Anhäufung der Glaukonitkörner von dunkler, blaugrüner Farbe. Nach oben zu werden die Glaukonitkörner immer seltener. Die mittlere, mächtigere Schicht hat eine gelblichbraune Farbe, nach Kupffer „infolge Oxydation des in bedeutender Menge enthaltenen kohlensauren

Eisenoxyduls“ [1]). Der Glaukonitkalkstein ist im Ganzen sehr fest und dolomitisch, besonders im mittleren Teil der Stufe. Die Widerstandsfähigkeit wird noch durch die dickbankige Absonderung und die geringe Zerklüftung der Schichten vergrössert. So ist der Glaukonitkalkstein der härteste und widerstandsfähigste Teil des Untergrundes der ganzen Küstentafel. Seine relative Widerstandsfähigkeit beträgt 6.

2) Vaginatenkalkstein.

Dem Glaukonitkalkstein folgt eine Serie dünnerer Schichten eines bläulichen oder gelblichgrauen Kalksteins, die mit dünnen, mergelhaltigen Zwischenschichten abwechselnd lagern. Diese Kalksteinschichten nennen wir insgesamt den „Vaginatenkalkstein“. Die gesamte Mächtigkeit dieser Schichtengruppe beträgt 10—15 m. Die Mehrzahl der Schichten tritt am Kliff zutage, und nur die obersten Schichten sind auf der Tafelfläche anstehend. Das typische Profil der Schichtenserie ist folgendes [2]):

	Mächtigkeit m	Relative Widerstandsfähigkeit
a) Weicher und schiefriger, mergelhaltiger Kalkstein, Schichten 2,5—7,5 cm mächtig	1,5	3
b) Harter, dickbankiger, feinkörniger, gelblichgrauer, dolomithaltiger Kalkstein, mit vertikal gestellten Röhren, die mit Eisenocker gefüllt sind	2,7	5
c) Aus wechselnden dünnen und dicken Schichten gebildeter, grauer Kalkstein . . . . . (Die höckrige, korrodierte Fläche, von Eisenocker gelblich gefärbt, bildet eine scharfe Grenze).	2,5	4
d) Hellgrauer, dickbankiger Kalkstein mit zerstreuten, feinen, braunen Toneisenlinsen. Die Linsenkörner besonders reichlich im unteren Teil vorhanden	2,7	5
e) Hellgrauer, aus Schichten von wechselnder Mächtigkeit bestehender Kalkstein mit zahlreichen mergelhaltigen Zwischenschichten. In verwittertem Zustande weich und schiefrig. Besonders schiefrig und mürbe sind die blaugrauen oberen Schichten, mit einer gesamten Mächtigkeit von 0,5—1 m	5,0	5

1) a. a. O. S. 131.

2) Hauptsächlich nach Angaben von H. Bekker.

	Mächtigkeit m	Relative Widerstandsfähigkeit
f) Wechsellagerung dünner (2—5 cm) Kalksteinschichten von dunkler, blaugrauer Farbe und weicher Mergelschichten. Beide mit grossen Toneisenlinsen durchsetzt (die sog. „untere Linsenschicht“)	0,4	3
Glaukonitkalk.		

Die Vaginatenkalksteine besitzen eine von mergeligen Zwischenschichten bedingte deutliche horizontale Schichtung und sind ausserdem noch von einem Netz von Vertikalklüften, den sog. Diaklasen, durchsetzt. Das verringert stark die allgemeine Widerstandsfähigkeit der Schichtenserie, welche im Fall der Einheitlichkeit und Kompaktheit der Kalksteine eine sehr grosse gewesen wäre. Besonders deutlich sind die Diaklasen bei den Schichtengruppen d) und e) ausgebildet.

3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite.

Diese Stufe ist von einem verhältnismässig weichen und lockeren Gefüge und wird von dünnschichtigen, schiefrigen Kalksteinen und Sapropeliten gebildet. Auch der Kalkstein — besonders die mergelhaltigen Zwischenschichten — sind von einem braunen, bituminösen Stoff durchdrungen. Zwischen den bituminösen Schichten gibt es auch harten, hellgrauen, reinen Kalkstein. Die Stufe ist in der Nähe des Gutes Kukruse — des Ortes, nach welchem sie auch ihren Namen erhalten hat — 12,5 m mächtig und nimmt allmählich nach W zu an Mächtigkeit ab. Die Widerstandsfähigkeit ist im Verhältnis zu anderen Kalksteinen eine geringe und erreicht ungefähr 3—4.

4) Die oberen Kalksteine.

Den bituminösen Kalksteinen und Mergelschiefern der Kukruse-Stufe folgen ohne deutliche Grenze wieder feste, reine Kalksteine, die wir aber nur im höheren Teil der Kohtla-Jõhvi-Platte antreffen. An den anderen Stellen sind diese Schichten abgetragen. Die Schichtengruppe besteht abwechselnd aus dickbankigen (20—50 cm), harten, verkieselten Kalksteinen und 10 bis 20 cm mächtigen kieselhaltigen Mergelschichten, welche leicht verwittern. Der Kalkstein ist in frischem Zustand bläulich, wird

aber an der Luft rasch gelb. Die unteren Schichten der Gruppe sind teilweise noch bituminös. Die Mächtigkeit der Gruppe kann man ungefähr auf 12—15 m einschätzen. Die Widerstandsfähigkeit der Kalksteine ist gross, besonders in deren kieselreicherem, dickbankigem Teil. Die mittlere Widerstandsfähigkeit wäre 5—6.

B. Die Bodendecke.

Unter der Bodendecke verstehen wir im Vorliegenden nicht nur den Boden, innerhalb dessen die Verwitterungserscheinungen (vor allem die chemische Verwitterung) und die Vermischung des allmählich feiner werdenden Stoffes vor sich gehen, und der den Pflanzen als Befestigungs- und Nährsubstrat dient, sondern wir verstehen darunter den ganzen Komplex des bodendeckenden Materials, das durch seine lockere und weichere Konsistenz und durch ein geringeres Alter sich deutlich vom festen, unter ihm liegenden Gesteinsgrund unterscheidet. Wo die Bodendecke dünner ist, dort fällt ihr Begriff mit dem des Bodens zusammen, während bei einer mächtigeren Bodendecke der Boden nur den kleineren, oberen Teil von deren Profil bildet.

Der Wechsel in der Mächtigkeit und in der Art der Bodendecke hängt einerseits vom Relief der Oberfläche des Untergrundes ab, andererseits aber äussert er sich auch in den Höhenunterschieden der Erdoberfläche. Die Hauptzüge im Relief der Oberfläche des Untergrundes sind durch das allgemeine Fallen der Schichten und durch deren schwache Aufwölbung zu flachen, von N nach S gerichteten Antiklinalen bedingt. Das Relief wird noch abwechslungsreicher und unregelmässiger durch die in die Tafelfläche erodierten flachen, talungs- und beckenartigen Vertiefungen und durch die in den Rand der Tafel noch tiefer einschneidenden Täler. Eine Vorstellung vom Relief des Untergrundes gibt uns schon die hypsographische Karte des Gebiets, weil die Mächtigkeit der Bodendecke im Verhältnis zu den Höhenunterschieden im Relief des Untergrundes verhältnismässig gering ist.

Der Gesteinsgrund erreicht als steiles Kliff eine Höhe von 30—50 m ü. d. M. und setzt sich nach S in eine ebene Tafel fort. Die höheren, gewölbten Teile der Tafelfläche stellen zugleich die am höchsten aufsteigenden Stellen des Untergrundes dar. Die Berge von Vaivaru und Laagna sind dagegen zum

grössten Teil Gebilde der Bodendecke, obgleich auch der Untergrund an diesen Stellen anzusteigen scheint. Die Becken und Vertiefungen des Untergrundes äussern sich auch im Relief der Erdoberfläche als Becken und Täler.

Zum Teil sind diese Vertiefungen durch das Fallen der Schichten bedingt, wobei die nördlicheren, älteren Schichtengruppen dachsteinartig von südlicheren, jüngeren überdeckt werden, deren Rand als mehr oder weniger deutliche Terrasse über das Liegende hinausragt, an seinem Fuss eine breite, flache Vertiefung von unsymmetrischem Profil hinterlassend. Gerade so steht es mit den niedrigen, beckenartigen Teilen der Tafel, die am Fuss der zwischen Järve und Jõhvi und zwischen Rannaküla und Koogu sich hinziehenden Terrassen liegen. Zum Teil aber sind solche breite, beckenförmige oder flache, talartige Vertiefungen des Untergrundes durch die Abtragung der oberen Schichten entstanden. Hierher gehört die weite Einsenkung im östlichen Teil des Gebietes, welche den nördlichen Teil des grossen Peipsi-Beckens[1]) bildet, ebenso die flachen Talungen der Flüsse Purtse, Pühajõgi, Voka und Sõtke, welche sich im N zu weiten Trichtermündungen erweitern. In den letzteren ist der Untergrund meist bis zu den oberen Schichten des weissen Quarzsandsteins abgetragen. Über den Untergrund des Peipsi-Beckens herrschen noch Zweifel, da die Bodendecke dort verhältnismässig mächtig, und die Gegend vermoort und unbetretbar ist. Wahrscheinlich steht da, angefangen mit den Aseri- und Tallinna-Stufen, eine Serie westöstlich streichender Kalksteinschichten an.

Die Höhenunterschiede der Oberfläche des Untergrundes sind in folgender Tabelle zusammengefasst worden:

Ort:	Die Höhe der Oberfläche des Untergrundes m ü. d. M.	Anstehende Schicht
Die höheren, aufgewölbten Partien der Tafelfläche:		
Aseri	50	Aseri-Stufe
Koogu	57	Tallinna-Stufe
Kestla	55	„
Hiiemägi von Purtse	47	Kunda-Stufe

1) Mit diesem Namen ist nicht nur das heute mit Wasser angefüllte Becken des Peipsi-Sees bezeichnet, sondern das ganze ausgedehnte Landbecken, von dem der See nur den tiefsten Mittelteil einnimmt.

Ort:	Die Höhe der Oberfläche des Untergrundes m ü. d. M.	Anstehende Schicht
Moldova	54	Aseri-Stufe
Maidli	45	Kukruse-Stufe
Saka	53	Aseri-Stufe
Ontika	54	„
Valaste	54	Tallinna-Stufe
Martsa	47	Aseri-Stufe
Kohtla	53	Jõhvi-Stufe
Ereda	58	„
Sompa	70	„
Voka	43	Aseri-Stufe
Päite	42	„
Kannuka	30	„
Utria	29	Kunda-Stufe
Puhkuva	28	„
Die niedrigeren, eingesenkten Partien:		
Zwischen Rannaküla und Kestla	47	Tallinna-Stufe
Matka	45	„
Hiie-soo	40—42	„
Zwischen Ontika und Järve	50	„
„ Martsa und Kukruse	48	„
Pühajõe-Becken	42	„
S von Künnapää	37	Aseri-Stufe
„ „ Perjatse	27	Tallinna-Stufe
Stufenflächen:		
Aseri-Kukeristi	7—8	Blauer Ton
Purtse	30	Weisser Quarzsandstein
Toila (Oru)	30	„
Voka-Konju	24	„
Sõtke	19	„
Täler:		
Purtse-Tal, Mündungsteil	2—3	Blauer Ton
„ beim Dorf Purtse	17	Obolensandstein
„ bei Püssi	34	Tallinna-Stufe
Pühajõe-Tal, im Mündungsteil	3	Blauer Ton
„ bei der Mündung des Aluoja-Baches	20	Glaukonitkalk
Sõtke-Tal, ungefähr 3 km von der Mündung	ca 10	Dictyon.-Schiefer u. Obolensandstein

Die Bodendecke überzieht diese flachwellige, stellenweise steileres Relief aufweisende Fläche mit einer Decke von wechselnder Mächtigkeit. Vollständig nackte Stellen ohne Boden-

decke gibt es nur als kleinere Flecken beim Dorfe Matka, westlich vom Purtse-Fluss und stellenweise auf dem Kliffrand (bei Toila und Päite). Der grösste Teil der Tafelfläche besitzt überhaupt eine sehr dünne und mangelhafte Bodendecke. Innerhalb weiter Flächen sowohl der höheren, gewölbten, wie auch der niedrigeren, eingesenkten Teile der Tafelfläche kommt der Gesteinsgrund schon in einer Tiefe von einigen dm zum Vorschein. Mächtiger ist die Bodendecke in tieferen Becken, in alten Talungen, sowie in heutigen Tälern, in den Talmündungen und an der Küste. Sie bildet hier bis 5 m mächtige Aufschüttungen. Auch auf dem höheren, gewölbten Teil der Tafelfläche zwischen Sompa, Järve und Jõhvi befindet sich eine 1—3 m mächtige Bodendecke. Die höchste Mächtigkeit besitzt aber das lose, bodendeckende Material bei den „Bergen" von Vaivaru und Laagna, wo es bis auf 20 m ansteigt.

Zur eingehenderen Behandlung der Bodendecke muss man bei ihr verschiedene Arten unterscheiden, die in ihrem mechanischen und petrographischen Bestand, in der Art und dem Ort des Vorkommens, wie auch in der Widerstandsfähigkeit und in der Verwitterungsart auseinandergehen. Meistens kann man aus der Art des Auftretens und nach den äusseren Formen der Bodendecke schon auf ihre Entstehung schliessen. Keinerlei Schwierigkeiten bereitet das Erkennen z. B. der Schutthalden, der Flussablagerungen, der Deltas, der rezenten Strandwälle und Dünen usw. Verwickelter ist die Frage nach glazialen Aufschüttungen. Es ist nicht immer leicht, die Moräne von dem lokalen Verwitterungsschutt zu unterscheiden, besonders wenn die Moräne ausgewaschen ist, ebenso die glazifluvialen Aufschüttungen von den fluvialen und Strandaufschüttungen. Dennoch stehen die Eigenschaften der Bodendecke im engsten Zusammenhang mit der Entstehungsweise, und letztere ist meist ziemlich leicht zu erkennen, sodass es am vorteilhaftsten erscheint, die Bodendecke vom genetischen Standpunkt aus in ihre Arten einzuteilen. Wir werden diese Arten in der Reihenfolge ihrer Ausdehnung auf der Oberfläche, d. h. in der Reihenfolge ihrer regionalen Bedeutung, betrachten. Über die Verbreitung der einzelnen Arten unterrichtet uns die Karte Fig. 9.

Die Widerstandsfähigkeit der Bodendecke ist eine geringe und schwankt zwischen 1 und 3. Am widerstandsfähigsten sind die harten Geschiebelehme und Aufschüttungen von grobem

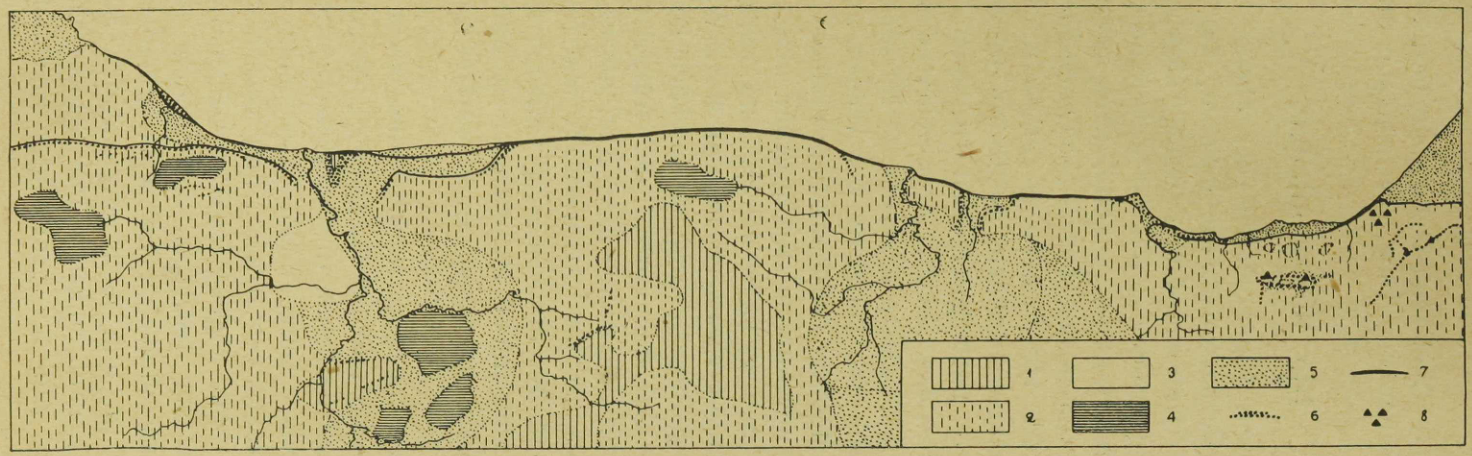


Fig. 9. Die lose Bodendecke (1 : 400 000): 1 — unausgewaschene Moräne, 2 — vom Wasser bearbeitete, sandige oder tonige Moräne, 3 — nackter Felsboden (Alvarmark), 4 — mächtigere Torfbildungen, 5 — Sand, 6 — mächtigere Geröllablagerungen, 7 — Schuttböschungen, 8 — vom Landeis verschobene, grössere Kalksteinschollen.

Geröll. Die geringste Widerstandsfähigkeit besitzen aber die feinkörnigen, losen Sande und Tone, der Schlamm und der Torf.

1. Die Moränendecke.

Für die typischen Eigenschaften der ebenen oder flachwelligen Moränendecke hält man, wie bekannt, das Fehlen der Schichtung und die Durchmischung wenig abgerundeter, oft geschrammter und gekritzter Geschiebe mit Sand und feinem Gesteinsmehl. Zu den Moränen gehören auch grössere Blöcke fremden Ursprungs und in der Moräne „schwimmende" Schollen des Untergrundes, die vom Landeis in grössere oder kleinere Entfernung vom Ort ihres Anstehens geschoben worden sind. In den später vom Meere überschwemmten Gegenden können die Moränen vielfach die das Erkennen erleichternden, typischen Eigenschaften verlieren. Das gilt besonders für die küstennahe Zone, wo die auswaschende Tätigkeit der Wellen am stärksten war. Das feinere Material wird aus den Moränen weggespült und weiter vom Strande auf den Meeresgrund ausgebreitet. An Ort und Stelle bleibt das gröbere Material und nach einer längeren Zeit intensiven Auswaschens nur grössere Wanderblöcke stehen, deren dicht gedrängte Gruppen auf der heutigen Erdoberfläche die Lage und den Verlauf der früheren Strandlinie andeuten. Ist der Strand und das Küstenmeer auf weite Strecken flach, dann ist das Auswaschen und Sortieren des Materials viel mangelhafter und das ursprüngliche Aussehen der Moränen verändert sich nicht bemerkbar. Es bildet sich ein unausgesprochener Übergangstypus zwischen Moränen und litoralen Ablagerungen.

Auf dem Kalksteingrund Nordestlands ist die Moränendecke vor allem als sog. „Richk" ausgebildet, der hauptsächlich aus kantenbestossenen Kalksteinstücken und einem Gemisch von Sand und Ton besteht. Unter ihnen findet man auch erratisches Material in Gestalt von Blöcken und Geröll, die aber in einem viel höheren Grade abgenutzt sind. Das gesamte Material ist von verhältnismässig lockerem Gefüge und bedeckt den Untergrund mit einer dünnen, eine Mächtigkeit von einigen dm, seltener von 1 m und mehr erreichenden Schicht. Der Oberflächengestaltung nach stellen solche Gebiete eine fast vollständige Ebene oder ein schwachwelliges Flachland dar, auf

welchem sich hier und da niedrige Buckel und Rücken erheben.

Die Bodendecke unserer Küstentafel wird hauptsächlich von der Moräne gebildet. Als oben beschriebener typischer „Richk" erscheint diese aber nur in den höheren Gegenden des Gebiets, wie auf den Platten von Maidli und Kohtla-Jõhvi, auf den Blaubergen von Vaivaru und in deren nächsten Umgegend. Die Mächtigkeit der Bodendecke lässt sich aus den zahlreichen Aufschlüssen in den Steinbrüchen bestimmen. Auf den ebenen Stellen des Gebiets ist sie eine geringe — im Maximum 1—1,5 m, — steigt aber bei einzelnen, zerstreuten Moränenhügeln (vgl. S. 24) bis auf 3—5 m an.

Die Moräne ist ein guter Ackerboden; nach der Verbreitung des Ackerlandes kann man auch auf die Verteilung der Moräne schliessen. Alle moränenbedeckten Teile der Küstentafel erscheinen in der Landschaft als weite, fast ununterbrochene, offene Ackerflächen.

Diese Gegenden sind zugleich die höchsten Teile unseres Tafellandes. In den sie umgebenden Einsenkungen und am nördlichen, höher aufsteigenden Rande der Küstentafel finden wir eine besondere moränenartige Bodendecke, die in mehreren Beziehungen von der typischen Moräne abweicht. Das Material ist im allgemeinen feiner und homogener, die Steine sind viel mehr abgerundet, stellenweise kommt Schichtung vor, und das Material ist zum Teil nach der Korngrösse verteilt. Am allerwahrscheinlichsten haben wir es hier mit der oben besprochenen ausgewaschenen Moräne zu tun. Stellenweise ist sie schwer vom lokalen Verwitterungsschutt zu unterscheiden.

Im östlichen Teil der Küstentafel, welcher Teil viel niedriger als der mittlere und westliche ist, tritt die eigentliche, unausgewaschene Moräne nur stellenweise, in Gestalt einzelner Erhebungen auf. Die Hauptmasse der Vaivaru- und Laagna-Berge, sowie anderer, kleinerer Erhebungen in der nächsten Umgegend der letzteren, wird aus losen Kalksteinschollen gebildet, die von geröllreichem Lehm umhüllt werden.

Früher hielt man die Berge von Vaivaru für Endmoränenhügel. Diese Ansicht ist in den Aufsätzen von F. Schmidt[1]),

1) Fr. Schmidt, Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurlands, I. Serie, II. Bd., Dorpat 1858, S. 37.

Gruner[1]) und Hausen[2]) vertreten. Der Grund dafür war, dass dem Berge tiefere Aufschlüsse fehlten und dass Schmidt nur die auf den Gipfel der Hügel zutage tretende, gewöhnliche, geschiebelehmartige Moräne beobachtet hatte. Die anderen wiederholten nur die Angaben von Schmidt. Helmersen[3]) liess im östlichsten Hügel neue tiefere Aufschlüsse machen, aus denen er ersah, dass im Inneren des Hügels grosse, aus steil einfallenden Kalksteinschichten bestehende Schollen gelagert sind, die er mit Recht für vom Untergrund losgelöst und in der Moräne „schwimmend" hielt. Helmersen überschätzte jedoch ihre Bedeutung, indem er annahm, dass die Anhöhen in ihrem ganzen Umfang aus solchen losen Schollen aufgebaut seien. Wie aus Folgendem hervorgeht, hat der feste Untergrund dennoch einen bedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erhebungen. Auf diese Tatsache wiesen vor allem Mag. Heinrichson und Prof. Bekker im Jahre 1920—21 hin[4]). Heinrichson seinerseits verlegte die Oberfläche des Untergrundes auf ein zu hohes Niveau, indem er den grössten Teil der losen Kalksteinschollen zu diesem zählte und hier die Kukruse- und Jõhvi-Stufen aufzufinden glaubte, die im Profil des Küstenkliffs nicht zu finden sind und erst in der Tafelstufe zwischen Järve und Jõhvi wieder auftreten. Neues Licht auf die Frage warfen die Untersuchungen von K. Janson[5]), welche er im Jahre 1924 begonnen hatte und mit mir zusammen im Sommer 1925 fortsetzte. In den zur Zeit des Weltkrieges angelegten Schützengräben gibt es viele neue Aufschlüsse des Gesteinsgrundes, aus denen man eine ziemlich klare Vorstellung über den Bau der Berge gewinnen kann.

Die Berge von Vaivaru sind keine einfachen, getrennt stehenden Rücken, sondern stellen eine einheitliche Gruppenerhebung dar, die aus der Basis — einer breiteren, flacheren

1) L. Gruner, Versuch einer Flora Allentackens etc. Arch. f. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., II. Serie, VI. Bd., Dorpat 1864, S. 16.

2) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern. Fennia 34, Helsingfors 1913, S. 56.

3) G. Helmersen, Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands, II. Mém. de l'Ac. St. Pét., VII. Ser., Tome XXX, 1882, S. 43.

4) Auf Grund mündlicher Mitteilungen.

5) K. Janson, Über die Glazialschollen in Eesti. Sitzungsber. der Naturforsch.-Gesellschaft zu Dorpat, 1926. (Im Druck.)

Schwelle — und aus schmäleren, steileren Rücken, die vom Scheitel der Schwelle aufragen, besteht. Die Abhänge der erwähnten schwellenartigen Unterlage sind von Sand, Geröll und Blöcken bedeckt und zeigen nirgends den Untergrund. Dagegen bilden die nördlichen Abhänge der Rücken Steilwände, die auf weite Strecken, besonders am westlichsten Rücken — dem sog. „Tornimägi", blossliegen. Hier sehen wir in der steilen, 8 m hohen Wand eine Serie Kalksteinschichten aufgeschlossen, die in jeder Beziehung an die im Küstenkliff vertretenen erinnern. Die Höhe ü. d. M. und das südliche Fallen der Schichten des Untergrundes in Betracht ziehend, müssten hier die Kukruse- und Tallinna-Stufen anstehen. In Wirklichkeit aber sehen wir im Aufschluss die Kalksteinschichten der Aseri- und Kunda-Stufen, welche folglich ihre natürliche Lage um ungefähr 15 m überragen. Dass wir es nicht mit einer lokalen Unregelmässigkeit im Fallen der Schichten zu tun haben, ersehen wir daraus, dass am südwestlichen Abhang des „Tornimägi" dieselben Schichten der Aseri-Stufe schon einige m tiefer gelegen sind, und auf der am Fusse der Hügel sich ausbreitenden Ebene sehen wir an einer Stelle das Anstehen des Glaukonitkalksteins, dessen Höhe weder in das Profil des „Tornimägi", noch in dasjenige des Küstenkliffs passt. Augenscheinlich haben wir es hier mit in verschiedene Höhe aufgeschobenen grossen, losen Kalksteinschollen zu tun. Diese Annahme erscheint noch wahrscheinlicher, wenn wir die Tatsache berücksichtigen, dass ähnliche Kalksteinschollen auch an anderen Stellen in der Umgegend oft in unnatürlicher, geneigter Stellung, welche keinen Zweifel über ihren Ursprung und Entstehungsweise lässt, vorkommen.

Der Gruppenrücken von Vaivaru hat also folgenden Bau. Die als Basis dienende, flache Schwelle stellt den aufsteigenden Teil des Untergrundes dar. Auf dieser Aufwölbung und um diese herum lagern vom Landeis mitgeschleppte, lose Kalksteinschollen, die ihrerseits von Geschiebelehm in einer Mächtigkeit von 1—3 m umhüllt werden. Im unteren Teil der Abhänge und am Fuss der Hügel ist die Moräne stark ausgewaschen und erscheint nun als Aufschüttungen von Sand, Geröll und Blöcken.

Im wesentlichen wiederholt sich dasselbe bei den Laagna-Bergen. Hier gibt es allerdings keine so deutlichen Aufschlüsse, wie in den Vaivaru-Bergen, und der niedrigeren und flacheren

Gestalt entsprechend ist der Anteil loser Kalksteinschollen kleiner, während die Moränendecke vollständig fehlt. Die Anhöhe endet im N mit einer 10 m hohen steilen Terrasse, bei welcher unter der 2 m mächtigen Geröllschicht die Kalksteinschichten des festen Untergrundes (der obere Teil der Aseri-Stufe) zum Vorschein kommen. Die erwähnte Geröllschicht setzt sich im W in Gestalt eines ausgeprägten, wallartigen Rückens fort, welcher einen Bogen in westlicher Richtung macht und sich dann nach E wendet. Dieser letzterwähnte Teil des Rückens hat eine Anhöhe zur Basis, die wenigstens stellenweise aus losen Kalksteinschollen besteht.

Lose Kalksteinschollen gibt es noch an mehreren Stellen in der Umgegend von Utria, Puhkuva, Laagna und Narva, was auch schon Schmidt und Helmersen erwähnt haben. Sie erscheinen hier als niedrige, aber von ebenen Tafelflächen deutlich unterscheidbare, 20—50 m lange Erhebungen. Meist bestehen sie aus einer einzigen, schief liegenden Kalksteinscholle. Die Schichtenfläche dieser Schollen bildet den flacheren Abhang, während die Schichtenköpfe den steileren Abhang geben. Eine besonders starke Neigung besitzt eine grössere Kalksteinscholle beim Dorfe Puhkuva, wo ein Komplex der Kalksteinschichten, angefangen vom Glaukonitkalk bis zu den Schichten der Aseri-Stufe, bloss liegt.

Zur Moräne haben ursprünglich auch aus dem Urgebirge Fennoskandias stammende Wanderblöcke gehört, die an der Küste, auf dem oberen Rand des Kliffs und im Gebiet der oben erwähnten ausgewaschenen Moräne besonders zahlreich auftreten. Man findet sie in allen möglichen Grössen, von Steinen mit einem Durchschnitt von einigen cm bis zu Riesenblöcken mit einem Durchmesser von 10 m. Ebenso verschieden ist dieses erratische Material in petrographischer Beziehung. Die vorherrschende Art ist Wiborger Rapakivi-Granit. Er bildet alle grösseren Wanderblöcke des Gebietes: am Strande bei Hiiemägi von Purtse[1]), bei der Gemeindeschule von Voka, am Wege in der Nähe des Dorfes Päite, am oberen Rand des Kliffs von Künnapää, mehrere grosse Blöcke am oberen Rand des Kliffs von Mammusaare und am Strand bei Perjatse. Unter den letzteren befindet sich in der

1) Von Helmersen beschrieben und abgebildet. (Studien über die Wanderblöcke usw. II. Mém. de l'Acad. St.-Pét., VII. Série, T. XXX, S. 26).

Nähe der Sommervillen von Perjatse, einige zehn m von der Strandlinie entfernt, der grösste Wanderblock des ganzen Gebietes.

Neben dem Rapakivi treten als Wanderblöcke noch verschiedene Granite, Gneise, Quarzite und Schiefer auf, die aus der ostfinnländischen Schieferzone zu stammen scheinen, Porphyr von Suursaari (Hochland), jotnischer Sandstein (von Satakunta?), sowie verschiedene seltenere Gesteinsarten.

Am ausgedehntesten und petrographisch am interessantesten sind die Anhäufungen grosser Wanderblöcke bei Perjatse und Mammusaare auf den ins Meer dringenden niedrigen Landzungen (Abb. 4). Die Wanderblöcke treten reichlich, obwohl nicht in so dicht gehäuften Gruppen, auch am Strande östlich der genannten Orte bis Utria auf. Die letzte Gruppe der Wanderblöcke im E befindet sich bei Meriküla, in der Mündung eines kleinen Baches. Der Strand der typischen steilaufsteigenden Kliffküste ist von ihnen fast vollständig frei, wohl aber sind sie öfters im Meer nahe dem Strande unter dem Wasser zu finden, aus welchem sie bei niedrigem Wasserstand auftauchen.

Auf der oberen Fläche der Küstentafel sieht man die Wanderblöcke am reichlichsten im Zusammenhang mit den alten Strandbildungen am nördlichen Abhang der Blauberge von Vaivaru, auf dem oberen Rand des Kliffs von Mammusaare bis nach Meriküla und stellenweise bei Saka, Ontika und Valaste.

2. Verwitterungsschutt.

a) Die Schuttdecke auf der Tafelfläche.

Ausgedehnte Teile der Oberfläche der Küstentafel sind mit lokalem Verwitterungsschutt bedeckt. Dieser liegt auf dem Untergrund als meist dünne (0,2—0,5 m mächtige) Schicht und ändert seine Zusammensetzung und Eigenschaften je nach dem unterliegenden Gesteinsgrund. Den vorherrschenden Teil der Tafeloberfläche bilden der Verwitterungsart nach fast gleiche, harte, horizontal gelagerte Kalksteine, und nur am Nordrande der Tafel und in der Nähe der Täler finden wir in geringerer Ausdehnung weicheren Tonschiefer, Sandstein und Ton anstehen. Deshalb ist auch unter den Verwitterungsböden die auf dem Kalksteingrund liegende Art am verbreitetsten. Diese erscheint

als sog. „Skelettboden", welcher bei typischer Ausbildung folgendes Profil zeigt. Der untere Teil wird von scharfkantigen, plattigen Kalksteinstücken von 5—20 cm im Durchschnitt gebildet, welche durch das allmähliche Zerfallen des festen Untergrundes entstanden sind. Die Zwischenräume werden von dem bei der Zersetzung der Gesteinsstücke gebildeten Kalksand und Lehm ausgefüllt. Das Gemenge besitzt eine dunkle, graubraune Farbe, und geht in seinem oberen Teil allmählich in einen dunkelgrauen, humösen Lehm oder Sand über, der noch ziemlich steinreich sein kann. Den Ausstrich des Tonschiefers finden wir nur in unbedeutendem Umfange am Fusse der meerwärts gelegenen Tafelstufen vor. Der zu feinen Brocken zerfallene und zersetzte Schiefer bildet hier die Bodendecke; ihm beigemengt sind Humus und feiner Quarzsand, welch letzterer vom nahen Sandsteingrund herrührt.

Der Verwitterungsboden des Sandsteingrundes ist Quarzsand, welchen man vom Untergrund selbst nur nach seinem lockereren Gefüge unterscheiden kann. Die oberste Schicht des Sandes ist in höherem oder geringerem Grade mit organischem Stoff vermischt, dessen Menge von der Dichte der Pflanzendecke und dem Stand des Grundwassers abhängt. Da der liegende Sandstein nicht einheitlich ist — es wechseln weiche, lockere mit harten, verkieselten Schichten — so sind auch der sandigen Bodendecke stellenweise unzersetzte Sandsteinstücke und Brocken beigemengt

Der blaue Ton bildet keinen Verwitterungsboden, weil er an solchen Stellen ansteht (im unteren Teil des Kliffs und am Strande), wo er von einer mächtigeren Schuttdecke verhüllt wird, oder er wird rascher abgetragen als seine Zersetzung fortschreitet.

b) Schutthalden.

Der Fuss steilerer Hänge und Böschungen ist mit mächtigen Schutthalden bedeckt, an deren Bildung alle im Hange ausstreichenden Schichten des Untergrundes teilnehmen. Aus diesem Grunde sind die Schutthalden ihrer Zusammensetzung nach viel mannigfaltiger als die auf ebener Fläche ausgebreitete Verwitterungsdecke. Dank dem intensiven Abbröckeln und dem Herabfallen des Schuttes an den Hängen erreichen die Halden eine beträchtlich grössere Mächtigkeit (bis 20 m) als die ebene Schuttdecke und bestehen aus einem Material von mannigfacherer

Gröbe. Neben grossen Kalk- und Sandsteinschollen mit einem Volumen bis zu 1000 m^3 findet man kleinere, einige m grosse Blöcke, kleinere Brocken und Scherben, wie auch feinen Sand und Ton. Das gesamte gröbere Material ist scharfkantig, wo es nicht vom Meer oder von den Flüssen in grösserem Masse ausgewaschen worden ist.

Eine grosszügige, ununterbrochene Schuttböschung deckt den Fuss des Küstenkliffs in dessen ganzer Ausdehnung von W nach E. Die Hauptmasse dieser Schuttböschung wird von blauem Ton gebildet, der in Gestalt grosser chaotischer Haufen langsam zum Meere hinabgleitet und auf seiner Oberfläche Kalk- und Sandsteinblöcke, feineren Kalk- und Sandsteinschutt sowie Platten und Scherben von Tonschiefer mit sich führt, die alle mit Sand und Ton durchmengt sind. Am reichlichsten ist der Kalkstein vertreten, welchen man in Stücken von jeder möglichen Form und Grösse findet. Der weiche Sandstein und Schiefer zerfällt beim Herunterrieseln zu Sand und feinem Schutt. Grössere Sandsteinschollen bleiben nur dann erhalten, wenn sie auf eine weiche Sand- oder Tonunterlage fallen. Die unebene Oberfläche der Schuttböschung wird noch chaotischer durch die hohe, dichte Pflanzendecke und die Anhäufung herabgefallener Baumstämme und Äste, die teilweise verwest und von weichem Moospolster überzogen sind. Solch ein gewaltiges Haufwerk erhebt sich am Fusse des Kliffs stellenweise bis zu einer Höhe von 30 m.

Wo das Kliff niedriger ist und hauptsächlich aus Sandstein besteht, dort ist auch die Schuttböschung niedriger und ebener und wird hauptsächlich nur von abwärts rückenden Ton- und Sandmassen gebildet. Ausserdem ist die Schuttböschung hier durch den üppigen Graswuchs und dichtes Strauchwerk verdeckt.

In den Schuttböschungen, die am Fusse der steilen Hänge der Flusstäler aufsteigen, beobachten wir dieselbe Verschiedenheit des Materials und einen Wechsel in der Gröbe desselben. Hier haben ausser dem Untergrunde auch verschiedene höher liegende Flussablagerungen — Ton, Sand, Geröll — den Schutt geliefert. Aus diesem Grunde enthalten die Schuttböschungen der Täler auch viel feineres und stärker ausgewaschenes Material. Am Mittellauf der Flüsse, wo das Tal sich nur in die Kalksteinschichten eingeschnitten hat, sind die Talhänge meist steil, und an ihrem Fuss sammeln sich bei den Prallhängen die herab-

gefallenen Kalksteinblöcke und der Schutt zu chaotischen Anhäufungen. An den Talmündungen stellen die Schuttböschungen hauptsächlich abgerutschte Ton- und Sandmassen dar. Der Flussschotter und der Sand bilden hinabgleitend Schuttböschungen, deren Böschungswinkel entsprechend der Gröbe und der Kohäsion des Materials zwischen 40° und 50° wechselt.

Weniger auffallend und von geringerer Bedeutung sind die Schuttböschungen am Fusse der Tafelstufen, die aus feinem, stark zersetztem Schutt von Kalk- und Sandstein bestehen und unter einer dichten Pflanzendecke verborgen sind. In den Mündungen der Kerbtäler, die die Stufen durchschneiden, gibt es ebenso durch die Pflanzen befestigte und nur von kleinen Bächlein durchsetzte, sandige und lehmige Schuttkegel.

3. Fluviale Ablagerungen.

Ablagerungen glazifluvialen Ursprungs — Osen, marginale Deltas und Sander — fehlen der nordostestländischen Küstentafel vollständig. Die Berge von Vaivaru sind Ose genannt worden, ohne dass diese Annahme irgendwie begründet werden könnte. Dagegen nehmen die fluvialen Gebilde eine bedeutende Stellung ein, da sie stellenweise die heutigen Täler anfüllen und sich als eine breitere Zone in deren Nähe ausbreiten. Auch die Deltas in den Flussmündungen verdanken ihren Ursprung hauptsächlich den Flüssen, weshalb wir sie auch zusammen mit den anderen fluvialen Ablagerungen besprechen werden.

Entsprechend der Bildungsweise der fluvialen Ablagerungen bestehen sie aus ausgewaschenem Material von lockerem Gefüge, das seiner Korngrösse nach sehr verschieden sein kann, angefangen von feinstem Ton und Sand bis zu grobem, losem Grand und Schotter. Zu diesen gesellen sich noch grössere und kleinere Blöcke. Das Material ist oft nach der Korngrösse angeordnet.

Die Gewässer der nordostestländischen Küstentafel haben in der Jetztzeit — und wahrscheinlich war es auch schon so innerhalb einer längeren Zeitperiode — ihren Abfluss nach N, nach dem Finnischen Meerbusen zu. Dementsprechend treten die Flussablagerungen in meridianal gerichteten Zonen auf, in deren Mitte sich der jetztige Talgraben befindet. Innerhalb dieser Zonen nimmt die Korngrösse des Materials vom Rande nach der Mitte hin und von unten nach oben hin zu.

Die grösste Wasserader des Gebiets ist der Purtse-Fluss. Das heutige Flusstal liegt in einer weiten talungsartigen Senke, die grösstenteils mit feinem, mehr oder weniger deutlich geschichtetem, stellenweise tonigem Quarzsand angefüllt ist. Seine Mächtigkeit erreicht mindestens 5 m.

Im östlichen Talhang befindet sich eine grosse Sandgrube, wo ungefähr in einer Höhe von 15 m über dem Flussspiegel horizontal und diagonal geschichteter Quarzsand in einer Mächtigkeit von 3—4 m bloss liegt. Zwischen den Sandschichten sind dünne, einige mm mächtige, tonhaltige Schichten und schwarze, mit Pflanzenüberresten erfüllte Zwischenschichten zu sehen. Stellenweise findet man auch linsenförmige Einschlüsse von gröberem Sand und Kies. Der Sand scheint den von R. Sandegren beschriebenen proximalen Deltaablagerungen des Ragundasees sehr ähnlich zu sein[1]). Es ist aber bis jetzt nicht festgestellt, ob die Sandschichten des Purtse-Tales den Jahresvarven entsprechen.

Aus gleichartigem Sand besteht der obere Teil des ganzen östlichen Talhanges zwischen Purtse und Lüganuse, und eine mächtige Sandschicht bedeckt auch den grössten Teil der Stufenfläche von Purtse. Hier haben aber ein späteres Auswaschen der Oberfläche und der Wind die ursprüngliche Beschaffenheit des Sandes in hohem Grade verändert.

Näher zum Fluss herrscht mehr oder weniger stark mit Sand vermengter Grus von wechselnder Korngrösse vor, der besonders deutlich im Mündungsteil des Tals in den Hängen bloss liegt und hier bis 10 m über dem Flussspiegel aufsteigende Längsterrassen bildet. An den entblössten Stellen sieht man am Grunde oft Ton, dem geschichteter Sand folgt. Letzterer wird im oberen Teil gröber und geht schliesslich in den erwähnten groben Grus über. Die gröberen Bestandteile werden vorwiegend von Kalkstein gebildet, der aus den auf der Tafelfläche anstehenden und in den Talhängen des Mittellaufs zutage kommenden Schichten herstammt. Das Silikatmaterial ist hauptsächlich durch feineres Geröll und Quarzsand vertreten. Letzterer stammt augenscheinlich zum grössten Teil aus den alten Deltaablagerungen, in die sich das Tal eingeschnitten hat.

1) R. Sandegren, Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd (S. G. U. Ser. Ca № 12, III, S. 7—8, Stockholm 1924).

Auf der Talsohle und im Flussbett sind vorwiegend grobes Kalkgeröll und erratische Blöcke zu sehen. Feineres Material — Sand, Ton und Schlamm — gibt es nur auf dem Grunde des Flussbetts in dessen tieferem Mündungsteil und im Meere vor der Flussmündung.

Der über dem Meeresspiegel aufragende Teil des Deltas ist hauptsächlich aus grobem, ausgewaschenem Kalkgeröll aufgebaut, welches dem sich längs dem Strand ausbreitenden und Strandwälle bildenden Strandgeröll ganz ähnlich ist. Dieses wird an der Meeresseite und an geschützteren Stellen von einem schmalen Streifen feinen Sandes umsäumt.

Die für das Purtse-Tal beschriebene Art und Reihenfolge der Flussablagerungen wiederholt sich in verkleinertem Massstab im Tal des Pühajõgi. Das Tal des Mittellaufes ungefähr im Bereich von 3 km von der Lagedi-Mühle bis zum Nebenfluss „Aluoja" ist in eine 3—6 m mächtige Sandablagerung eingeschnitten. Der Sand ist reiner, feiner Quarzsand und besitzt meist deutliche Schichtung, die nur an der Oberfläche gestört ist. Weiter zur Talmündung zu beginnt auf dem Sande gröberer Grus aufzutreten, dessen Mächtigkeit fortwährend zunimmt. Übersichtliche Aufschlüsse gibt es am westlichen Prallhang des Tales etwas oberhalb der auf dem Wege von Toila nach Pühajõe gelegenen Brücke. Der Talhang ist hier 20—22 m hoch und zeigt folgendes Profil:

a — grobes Kalkgeröll, teils zugeschüttet und unter der Pflanzendecke verborgen . . . . . ca 3 m
b — rötlicher grober Sand, diagonal geschichtet, mit schwarzen Zwischenschichten, die reich an pflanzlichen Überresten sind . . . . . 1,5—2 „
c — rostbraune Zwischenschicht von Geröll und grobem Sand. Untere Grenze scharf . . . . . 0,15 „
d — graugelber feiner diagonalgeschichteter Sand mit schwarzen diagonalen und horizontalen Zwischenschichten . . . . . 2—2,5 „
e — Sand- und Geröllböschung.

Die Stufenfläche an der Mündung des Tales ist mit feinem, schichtenlosem Sand bedeckt, dessen Mächtigkeit am Nordrande der Stufenfläche ungefähr 3 m beträgt. Dieser Sand liegt direkt auf dem Sandsteingrund und bildet augenscheinlich den

distalen Teil der vorher beschriebenen, aus grobem Geröll und Sand bestehenden Deltaablagerung. Das heutige Flusstal hat sich bis in den unter der Sandablagerung liegenden Untergrund eingeschnitten. Die längs der Talabhänge sich hinziehenden Terrassen bestehen aus Kalksteingeröll und Sand in wechselnder Mächtigkeit, während die Talsohle mit grobem, ausgewaschenem Kalksteingeröll und mit dicht gedrängten Wanderblöcken von wechselnder Grösse (vorherrschend ist ein Durchmesser von $^1/_2$—1 m) bedeckt ist. Diese kommen besonders dort zum Vorschein, wo das Flussbett flacher ist.

Die breite Talung und die Trichtermündung von Voka-Konju sind mit mehrere m mächtigem, undeutlich geschichtetem, feinem Quarzsand ausgefüllt, welcher in grösserer Tiefe tonig wird. Das Tal des Voka-Flusses durchschneidet diese Sandablagerung und dringt teilweise bis zum Untergrund ein. Die Talsohle ist mit gröberem Material — Geröll nnd Blöcken — bedeckt. In der Flussmündung sehen wir eine Deltabildung in Gestalt eines nach E gerichteten Geröllwalls, der stellenweise von einem Sandstreifen umsäumt wird.

Auch die Ablagerungen des Sõtke-Flusses, besonders des Mittel- und Unterlaufs, bestehen hauptsächlich aus Sand, unten aus Ton. Am Oberlauf fällt die das Tal umsäumende Talung mit dem Talgraben zusammen, welcher hier die Gestalt eines in den Kalksteinuntergrund einerodierten, tiefen, steilwandigen Cañontals angenommen hat. Die Talsohle ist mit Kalksteinschutt, der von den Hängen herabgefallen ist, und mit dem vom Flusse mitgeführten groben Kalkgeröll bedeckt.

Bei allen aufgezählten, grösseren Tälern können wir einen rezenten Talgraben und eine diesen umgebende, breite, flache Talung unterscheiden, deren Grund mit Deltaablagerungen des früher höher gelegenen Flusses bedeckt ist. Ausser diesen grösseren Tälern wird das Kliff noch von mehreren kleineren Tälern und Tälchen durchschnitten, die meistenteils als einfache Kerbtäler ausgebildet sind. Das längs diesen Kerbtälern abfliessende Wasser führt dem Strande Sand oder Kalksteinschutt und Geröll zu, dem sandigen oder kalkigen Untergrunde entsprechend. Mächtigere fluviale Ablagerungen fehlen diesen Tälern.

Die grosszügigste fluviale Ablagerung ist die grosse Deltabildung des Narva-Flusses, die sich ausserhalb der Grenzen

unseres Gebietes befindet. Diese Ablagerung dehnt sich als mehrere km breite, niedrige, sandige Ebene am Fuss des Küstenkliffs aus. Dieses Gebilde hat für unser Küstengebiet die grosse Bedeutung, dass es das Material für den breiten, sandigen Strandstreifen am östlichen Teil der Küste geliefert hat.

Ausgedehnte Teile der Oberfläche der Küstentafel sind mit sandigem und tonigem Material bedeckt, das man nicht mit Sicherheit in irgendeine genetische Hauptgruppe einreihen kann. Aus einer solchen ist die Bodendecke der niedrigeren eingesenkten Teile der Küstentafel gebildet. An diesen Stellen befanden sich früher grosse Wasserflächen, auf deren Grund die Moräne teils ausgewaschen (in der Strandzone), teils sortiert und geschichtet wurde. Auf die Moräne haben sich Ton, Sand und gröberes Material abgesetzt, die von einfliessenden Strömen zugeführt worden sind, und die in der Küstenzone in Strandgeröll und Sand umgearbeitet wurden. Das vorher beschriebene Ausfüllungsmaterial der Täler stammt grösstenteils aus der Sedimentmenge dieser Wasseransammlungen.

4. Strandablagerungen.

Strandablagerungen — Geröll und Sand — finden wir zuerst am rezenten Strand, wo sie entsprechend der Gestalt und der Breite des Strandes eine Zone von wechselnder Breite bilden. Das vorherrschende Material ist grobes, ausgewaschenes Kalkgeröll, das aus glatten und abgerundeten, flachen Kalksteinstücken und Brocken mit einem Durchmesser von 3—20 cm besteht. Darunter gibt es in geringerer Menge kristallines Geröll, Sandsteinstücke und Sand. Das Kalkgeröll stammt meist aus den im Kliff anstehenden Kalksteinschichten, Glaukonit- und Vaginatenkalk. Besonders reichlich ist der harte und widerstandsfähige Glaukonitkalkstein vertreten.

Das Geröll bedeckt den Strandstreifen in einer Mächtigkeit von 0,5—2 m und setzt sich in einer Zone von wechselnder Breite auch unter dem Meeresspiegel fort. Meist ist das Geröll in parallel zur Strandlinie oder etwas schräg dazu verlaufenden Wällen aufgeschüttet, deren es ein oder zwei, an breiteren Stellen auch mehrere gibt. Ähnliche Wälle verlaufen auch auf dem Meeresgrunde parallel zur Strandlinie. Sie bestehen aber aus feinerem Material, hauptsächlich aus Sand.

Wie schon erwähnt, ist die Geröllschicht auf dem Strande nicht mächtig. Oft kommt unter ihr der anstehende blaue Ton zum Vorschein, dort wo der Strandstreifen von anlaufenden Wellen oder von den ins Meer mündenden Bächlein blossgelegt wird.

Der Geröllstrand tritt überall in Verbindung mit dem hohen, steilen Kliff auf — so zwischen Kalvi und Liimala, beim Hiiemägi und von Saka fortlaufend über Oru, Voka, Konju und Päite bis Türsamäe, obwohl sich dazwischen Talmündungen befinden und in ihrer Nähe das Kliff eine niedrigere und flache Gestalt annimmt. Dagegen besteht der Strand in der Umgegend der Flussmündung des Purtse hauptsächlich aus Sand. Reiner, feiner, ausgewaschener Quarzsand bedeckt den anstehenden blauen Ton mit einer dünnen, einige dm, höchstens aber 1—2 m mächtigen Schicht und bildet eine ebene, sanft geböschte Fläche. Näher zur Flussmündung ist dem Sand auch Geröll beigemischt; stellenweise breitet sich die Sandschicht über das darunter liegende Kalkgeröll aus (so bei Sillamäe, Kannuka, Perjatse). Sie ist beim Rückgang der Strandlinie von Wind und Wellen hier aufgeschüttet worden.

Manchmal ist der Strandstreifen auf kürzere Strecken fast durchweg mit dicht gehäuften Wanderblöcken bedeckt und bildet den sog. Blockstrand. Wanderblöcke befinden sich auch im Meer, aber der grösste Teil derselben liegt unter dem Wasser und kommt nur bei besonders niedrigem Wasserstand oder an sonst flachen Stellen zutage. Ausser den in der Nähe der heutigen Strandlinie gelegenen Strandablagerungen finden wir diese auch auf einem höheren Niveau und weiter vom Meere entfernt, auf der oberen Fläche der Küstentafel und auf den Stufenflächen, besonders in der Nähe der sie umgebenden Tafelstufen. Letztere sind, wie aus allem zu ersehen ist, alte Strandterrassen. Zu den alten Strandbildungen gehören auch entweder wallförmige oder als breite, flache Decken erscheinende Aufschüttungen von ausgewaschenem Geröll und Sand, wie auch eine stärker ausgewaschene Moräne und die Ansammlungen der aus der Moräne ausgespülten Wanderblöcke. Geröllwälle finden wir in langen von SW nach NE verlaufenden Reihen im W des Gebietes, zwischen Koila und Kalvi, dann auf dem Rand der Tafelstufe fast ununterbrochen von Raudna über Koogu und Rannaküla bis Purtse, weiter ziemlich weit vom Meer im S, in der Nähe von

Aidunõmme, ebenso auf dem Rand der Tafelstufe und des Kliffs zwischen Aa und Saka, in Kohtla, Martsa, Voka, Konju, Künnapää, Päite und in der Umgegend der Vaivaru'schen und Laagna'schen Anhöhen. Letztere sind die grosszügigsten des ganzen Gebiets. In breiteren Zonen sich ausdehnende ebene Geröll- und Sanddecken sehen wir vor allen Dingen auf den Stufenflächen und am Fuss der Tafelstufen. Besonders deutliche Strandaufschüttungen umsäumen den Fuss der langen Tafelstufe, die von Järve über Kukruse bis nach Jõhvi und noch weiter nach S sich hinzieht.

Alle diese alten Strandbildungen, ihre Höhe über dem heutigen Meeresspiegel, ihr Zusammenhang und ihre Bedeutung für die Aufhellung des Entwicklungsganges der Küste unterliegen im genetischen Teil einer besonderen Erörterung.

5. Äolischer Sand.

Die schon wiederholt erwähnten Sandfelder in Gestalt fluvialen Delta- oder Strandsandes sind vom Wind fast überall auf der Oberfläche umgelagert worden. Der Sand verliert dabei seine ursprüngliche Reinheit und deutliche Schichtung und wird zu niedrigen flachen Dünen aufgeschüttet. Diese erscheinen meist als kleine, einige m hohe Buckel und Rücken, so auf den Stufenflächen von Purtse und Voka-Konju, ebenso am sandigen Strand von Liimala und Moldova. Grössere, bis 5 m hohe Dünen in Gestalt typischer schiefer Rücken sind am sandigen Strand bei Pimestiku und Mammusaare zu sehen. Weiter im S, beim Dorf Aidunõmme gelegene Dünen erscheinen uns jetzt als Binnendünen. Sie sind aus der Umlagerung alten Strandsandes hervorgegangen und sind jetzt vom Menschen in solchem Masse verändert worden, dass man nur mit Mühe ihre ursprüngliche Gestalt erkennen kann.

6. Limnische Ablagerungen und Torf.

In den schwach eingesenkten, beckenförmigen Teilen der Tafelfläche ist die liegende, ausgewaschene Moräne oder der Sand und Ton meist mit Süsswasserablagerungen und an der Oberfläche mit Torf bedeckt. Stellenweise haben sich von früheren ausgedehnten Wasserflächen kleine Seen und Wasserflächen erhalten (im „Hiie-soo“ bei Püssi, im Kalina-Moor und

in den morastigen Wäldern von Konju). Die Torfschicht ist überall dünn und unbedeutend. Mächtigere Torfbildungen gibt es nur in den Morästen „Hiie-soo“ und „Kadassoo“, ausserdem aber kleinere Flecken und Streifen, die hier und da zu finden sind.

Unter dem Torf liegt Schlamm, Ton und stellenweise Seekreide (auf der Stufenfläche von Purtse, beim Gesinde Ahermo). Der Aufbau der Torfmoore ist aber in dem zu beschreibenden Gebiet bisher nicht näher erforscht worden, und als eine spezielle Aufgabe gehörte das auch nicht in meinen Arbeitsplan.

III. Physiologie der Oberflächengestaltung.

Die Oberflächengestaltung der Küstentafel, deren äussere Formen und innerer Aufbau in den bisherigen Teilen auseinandergesetzt worden ist, stellt kein fertiges, starres Gebäude dar; es bleibt nicht dasselbe, wie wir es im Augenblick der Untersuchung vor uns sehen, sondern es gleicht einem sich stets, äusserlich wie auch innerlich, verändernden Organismus oder Mechanismus. Zum Teil können wir diese Umwandlung schon während der kurzen Zeit des Anschauens bemerken. Betrachten wir einen Ort, den wir in allen seinen Einzelheiten gut kennen, nach einem oder ein paar Jahren, so können wir feststellen, dass er sich in mancher Beziehung verändert hat. Die Oberflächengestaltung wechselt folglich nicht nur regional, chorologisch, sondern auch chronologisch. Die Darstellung dieses chronologischen Wechsels ist die zweite Hauptaufgabe der Beschreibung der Oberflächengestaltung, während die erste Aufgabe in der Betrachtung des regionalen Wechsels besteht.

Diese augenscheinlichen Veränderungen, die wir beim Vergleich des Gebietes in gesonderten Zeitmomenten konstatieren können, sind nur gesetzmässige Folgeerscheinungen mannigfaltiger, langsamer Vorgänge, die überall gleichmässig und ununterbrochen wirken, obgleich wir sie während der kurzen Beobachtungszeit weder direkt sehen noch feststellen können. Sie sind ausserdem durch äusserst komplizierte Beziehungen und Verhältnisse miteinander verbunden; einer fördert oder stört und hemmt den anderen, und die sichtbar werdenden Veränderungen erscheinen uns als Gesamtergebnis dieser Verhältnisse. Dieses ganze in der Oberflächengestaltung zur Auswirkung gelangende Zusammenspiel der Vorgänge, ihre gegenseitigen Beziehungen

und ihr Entgegenwirken nennen wir nach Passarge[1]) und Granö, der allgemeinen wissenschaftlichen Terminologie entsprechend, die Physiologie der Oberflächengestaltung. Hierher gehören auch die chronologischen Erscheinungen der Oberflächengestaltung, von denen vorher die Rede war, da sie eine direkte Folge des physiologischen Wirkens sind.

Die bei der Oberflächengestaltung in Erscheinung tretenden physiologischen Vorgänge werden im weitesten Sinne von den sog. allgemeinen, d. i. von endogenen und exogenen, Kräften gelenkt. Diese offenbaren sich aber innerhalb bestimmt begrenzter Gebiete als lokale Kräfte, die die örtlichen Varianten der allgemeinen Kräfte darstellen. Solche sind z. B. die Schwankungen der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit gerade in dem zu betrachtenden Gebiet, der Wind in seiner herrschenden Richtung, Grund- und Oberflächenwasser, Pflanzen, Tiere und der Mensch. Ein Teil dieser Kräfte macht das lokale Mikroklima aus, dessen Kenntnis von grosser Bedeutung für die Aufhellung physiologischer Vorgänge ist. Leider bietet aber das meteorologische Beobachtungsmaterial, wegen des undichten Netzes der Beobachtungsstationen und der nicht genügend häufigen und nicht hinreichend detaillierten Beobachtungen, wenig Anhaltspunkte zur Charakterisierung des Mikroklimas. Interpolation und Deduktion sind in grossem Masse anzuwenden.

Die Kräfte wirken auf die Objekte, worunter wir die Erdoberfläche mit ihren Formen und ihrem Aufbau verstehen. Es hängt von den Eigenschaften des Objekts ab, in welcher Weise und in welchem Masse sich der Einfluss der Kräfte äussert. Die in Betracht kommenden Eigenschaften sind — der Aufbau der Formen, der Böschungswinkel und die Exposition gegen die Sonne und die herrschenden Winde. An den Hängen mit grösserem Böschungswinkel ist die Tätigkeit des fliessenden Wassers eine intensivere, als an den Hängen mit kleinem Böschungswinkel, Formen von weicherer Konstitution werden leichter abgetragen, als diejenigen von harter Zusammensetzung, vom Winde geschützte Stellen leiden nicht unter der abtragenden Wirkung des Windes usw.

Physiologisches Zusammenwirken nennen wir

1) S. Passarge, Physiologische Morphologie, 1912, S. 139. — Der Begriff der „physiologischen Morphologie“ ist bei Passarge weiter gefasst als bei uns, da er auch die Oberflächenformen und ihre Genesis mit hineinzieht.

dieses Zusammenspiel der lokalen Kräfte und der Objekte. Die Analyse des Zusammenwirkens muss hauptsächlich auf dem Wege der Deduktion vor sich gehen. Wir verfolgen die Wirkung jeder Kraft auf jedes Objekt einzeln für sich, d. h. auf jede Form oder jeden Formteil von abweichendem Bau und Böschungswinkel und abweichender Exposition. Die zwischen den Kräften und den Objekten bestehende gegenseitige Einwirkung summiert sich zu Prozessen oder Vorgängen, die als chronologische Erscheinungen in der Oberflächengestaltung zum Vorschein kommen. Da die Objekte mannigfaltiger und abwechslungsreicher sind, als die Kräfte, ist der lokale Wechsel der Vorgänge vor allen Dingen von der Kombination der Objekte abhängig. Die Böschungswinkel und die Exposition hängen von den Formen und ihrer Gruppierung, oder mit anderen Worten, von den Formengruppen ab. Der Aufbau seinerseits ist entweder auf weite Gebiete hin ein einheitlicher und scheidet so aus der Zahl der Kräfte, die lokale Unterschiede in den Vorgängen hervorrufen, aus, oder er wechselt rasch auf geringer Strecke und bestimmt in diesem Fall nur die sekundäre, detaillierte Gliederung der ausgedehnteren Formengruppe. Daraus folgt, dass die als morphographische Komplexe erscheinenden Formengruppen zugleich Komplexe physiologischen Zusammenwirkens sind. Sie als solche betrachtend, muss man ihnen ausser den rein morphographischen Benennungen noch Bezeichnungen geben, die ihre Einheitlichkeit auch in Betreff physiologischer Vorgänge charakterisieren. Das ist aber in der Tat nicht jedesmal durchführbar, da es nicht leicht ist, komplizierte physiologische Vorgänge in kurzen und klaren Sätzen zusammenzufassen.

In einem vollständigen landschaftlichen Komplex (Landschaft, Teillandschaft oder Landschaftsteil) ist der ganze Bestand der Landschaft (Erdrinde, Wasser, Pflanzendecke, vom Menschen geschaffene Formen u. s. w.) an dem physiologischen Zusammenwirken beteiligt, indem sie aufeinander einwirken und in verwickelter Wechselbeziehung stehen. Da es sich hier nur um die Oberflächengestaltung und ihre Physiologie handelt, werden die anderen Bestandteile nur soweit in Betracht gezogen, als sie einen Einfluss auf die Oberflächengestaltung ausüben (die Oberflächengestaltung als passiver Faktor). Unbeachtet bleiben die Einflüsse, die die Oberflächengestaltung als aktiver Fak-

tor auf die übrigen Bestandteile ausübt. Diese gelangen erst bei der Betrachtung jener anderen Bestandteile zur Erörterung.

A. Die wirkenden Kräfte.

1. Allgemeine oder regionale Kräfte.

Die allgemeinen Kräfte wirken innerhalb eines grösseren Gebietes in einheitlicher und gleichartiger Weise, und sind nur von dessen Lage auf der Erde und von den Beziehungen desselben zu den Nachbargebieten abhängig. Die Lage der nordostestländischen Küstentafel als ein Teil des die Ostsee umgebenden niedrigen Küstenlandes ist schon in der Einleitung den Hauptzügen nach charakterisiert worden. Diese Lage bestimmt zugleich die Zahl, die Art und die Wirkungsweise der regionalen Kräfte.

Als exogene Kräfte kommen die Elemente des Klimas in ihren Durchschnittswerten [1]) in Betracht, von denen im allgemeinen auch die Wirkungen des Wassers und der Pflanzendecke abhängig sind. Ganz Estland und damit zugleich das nordostestländische Küstentafelland gehört in das mässig-kühle Klimagebiet Nord- und Osteuropas (Köppens feucht-winterkaltes Klima Dfb [2]) oder Philippsons sommerkühles Regenklima, Untertyp: Landklima [3]).

Für das Klima NE-Estlands sind folgende Haupteigenschaften charakteristisch. Im Durchschnitt steigt die mittlere Temperatur von vier Monaten über + 10° C. Diese Monate sind immer Juni, Juli und August, der vierte ist meist September, oft aber

1) Die Organisation und Leitung der meteorologischen Beobachtungen liegt in der Hand des Meteorologischen Observatoriums der Universität Tartu (Dorpat), dem das Netz von Beobachtungsstationen untergeordnet ist. Auf dem nordostestländischen Küstentafelland befindet sich keine Station höherer Ordnung. Zwei Stationen zweiter Ordnung liegen aber in der Nähe der E- und W-Grenze des Gebiets (Kunda und Narva-Jõesuu).

Die Beobachtungen werden in den meteorologischen Jahrbüchern veröffentlicht (vom Jahre 1921 an, früher unter anderen Namen). Vollständig bearbeitet sind nur die 50-jährigen Beobachtungen des Meteorologischen Observatoriums in Tartu (Dorpat). Ausserdem liegt noch eine Reihe von meteorologischen und klimatologischen Spezialuntersuchungen und Aufsätzen vor.

2) W. Köppen, Pet. Mitt. 1918.

3) A. Philippson, Grundzüge der Allg. Geogr. Bd. I, 1921.

auch der Mai. Die jährliche Amplitude beträgt im Mittel 22,3°, was eine schwache bis mässige Kontinentalität beweist. Zu den Eigenschaften des Klimas gehören weiter der warme Herbst und der kühle Frühling. Z. B. ist in ganz Estland die mittlere Temperatur des Oktobers höher als die mittlere Jahrestemperatur, diejenige des Aprils dagegen niedriger. Im Mittel ist der Juli der wärmste Monat, der Januar repräsentiert aber den mittleren Wintermonat, der April den mittleren Frühlings- und der Oktober den mittleren Herbstmonat. Der kälteste Monat ist jedoch nicht der Januar, sondern der Februar.

Die jährliche Niederschlagsmenge nach den Beobachtungen von 30 Jahren beträgt im Durchschnitt für ganz Estland 535 mm, in dem nordostestländischen Küstengebiet 543 mm. Die Niederschläge verteilen sich ziemlich gleichmässig auf das ganze Jahr, die niederschlagsreichsten sind die Herbstmonate — August und September.

In NE-Estland dauert die Schneedecke 4—5 Monate, durchschnittlich von Anfang Dezember bis Mitte April. Die Schneedecke erreicht eine Höhe von 20—25 cm.

Das Küstenmeer NE-Estlands liegt im Mittel $3^1/_2$ Monate unter einer festen Eisdecke — von der zweiten Hälfte des Dezember bis Anfang April.

Die herrschenden Windrichtungen sind S und SW. An der Küste gibt es im Jahre im Mittel 20 Sturmtage, am häufigsten sind sie im Dezember (4 Tage) und im Oktober (3 Tage). Die herrschende Sturmrichtung ist SW.

Wichtig ist auch die Unbeständigkeit der Witterung und deren häufiger Wechsel, besonders im Winter. Nur ausnahmsweise hält stärkere Kälte wochenlang an, meist aber folgt den kalten Tagen bald Tauwetter oder milde Witterung, die oft mitten im Winter von Regen begleitet wird. Starke SW-Winde brechen wiederholt das Eis von der Küste und treiben es ins offene Meer. Wendet sich aber der Wind nach N oder NE, was gewöhnlich von einem Fallen der Temperatur begleitet wird, so bildet sich von neuem Eis.

Was die Entfaltung endogener Kräfte anbetrifft, so stellt die ganze Umgegend der Ostsee und besonders ihr südöstlicher Teil in dieser Beziehung ein beständiges, ruhiges Gebiet dar.

Die einzige durch innere Kräfte bedingte Erscheinung ist die säkuläre Verschiebung der Strandlinie, die aber heute an

der nordostestländischen Küste so gering ist und so langsam vor sich geht[1]), dass sie in der rezenten physiologischen Kraftwirkung gar nicht zum Ausdruck kommt. Ihre Spuren müssen zu den disharmonischen Erscheinungen der Oberflächengestaltung gezählt werden.

2. Die lokalen Kräfte.

Unter lokalen Kräften verstehen wir hier nicht die örtlichen Böschungswinkel und den Aufbau, wie Passarge[2]) es tut, sondern den lokalen Wechsel der allgemeinen oder regionalen Kräfte, ihre lokalen Varianten. Die Böschungswinkel und der Aufbau gehören dagegen zu den Eigenschaften der Objekte, an welchen sich die Wirkung der lokalen Kräfte äussert.

Für die allseitige und eingehende Beleuchtung der lokalen Kräfte fehlt noch ein genügend detailliertes Beobachtungsmaterial. Auf dem Wege der Deduktion können wir aber über manche Erscheinung Aufschluss erhalten.

Die Lufttemperatur und deren Schwankungen.

Es besteht nur ein geringer Unterschied zwischen den mittleren Werten für die Lufttemperatur der einzelnen Gegenden des nordostestländischen Tafellandes, wie aus der folgenden Tabelle zu ersehen ist:

	Höhe ü. d. M. in m	Januar	April	Juli	Oktober	Jahresmittel	Das absolute Max.	Das absolute Min.
Kunda . . .	43	—5,8	2,5	16,9	5,5	4,7	31,0	—30,2
Lüganuse . .	60	—7,0	1,8	16,6	4,9	3,8	—	—
Narva-Jõesuu .	4	—6,4	3,6	17,5	5,5	4,7	33,5	—32,6

Man kann im allgemeinen ein Fallen der mittleren Wintertemperatur und ein Steigen der Sommertemperatur von W nach

1) Die Niveauschwankungen der Ostsee werden an zahlreichen Stationen aller umgebenden Länder registriert. An der Südküste des Finnischen Meerbusens sind nur in Tallinna (Reval) und Kronstadt fortlaufende Beobachtungen innerhalb einer längeren Zeitperiode gemacht worden, kürzere und unterbrochene Beobachtungsreihen liegen auch von anderen Orten vor. Zur Darstellung säkulärer Niveauveränderungen der Ostsee sind diese Beobachtungsergebnisse von Blomqvist-Renqvist (Fennia 37, Helsingfors 1914) und R. Witting (Fennia 39, Helsingfors 1918) benutzt worden.

2) S. Passarge, Physiol. Morphol. S. 227.

E und von der Küste nach dem Lande zu, d. h. eine Verstärkung der Kontinentalität in derselben Richtung, beobachten.

Noch eingehender betrachtet müssten geringste Temperaturschwankungen und am wenigsten ausgeprägte Kontinentalität dem im Sommer vor der Sonne und im Winter vor den kalten Winden geschützten Strande am Fuss des Kliffs, besonders im westlichen Teil der Küste (Aseri, Purtse), eigen sein. Am grössten müssten dagegen die Gegensätze im südlichen und süd-

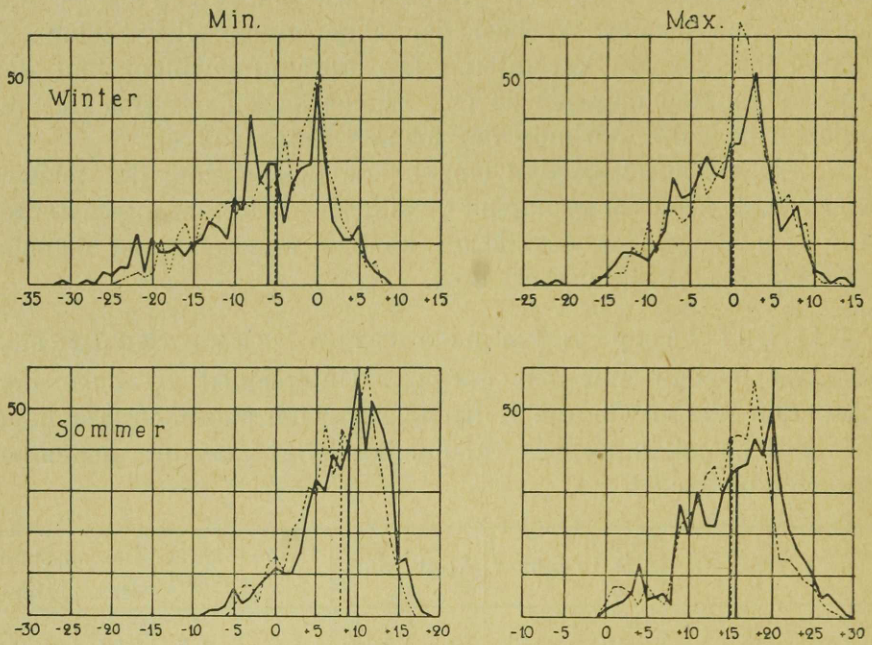


Fig. 10. Frequenzkurven der Minimal- und Maximaltemperaturen in Narva-Jõesuu ——— und Tallinna (Reval) ····· während der Jahre 1922—1924. Die Vertikallinien sind die Medianen.

ostlichen Teil der Tafelfläche sein, besonders an deren höher gelegenen Stellen (Vaivaru).

Über die Schwankungen der Temperatur in Narva-Jõesuu und Tallinna (Reval) geben uns auch die Frequenzkurven der Minimal- und Maximaltemperaturen in den Jahren 1922—24 Aufschluss (Fig. 10).

Als Ergänzung dient das Diagramm (Fig. 11) des wahren Verlaufs der Temperatur in Narva-Jõesuu im Jahre 1924. Wir können hier zwei Typen des Temperaturverlaufs unterscheiden:

einen Wintertypus — grosse Amplitude und Veränderlichkeit, und einen Sommertypus — kleine Amplitude und gleichmässiger Verlauf. Die Ursache dafür ist der zyklonale Charakter der Witterung im Winter, während im Sommer ein einheitlicher normaler oder hoher Luftdruck herrscht (siehe die barometrische Kurve). Besonders grosse Bedeutung als physiologischem Faktor kommt den Temperaturschwankungen des Frühlings, der Monate

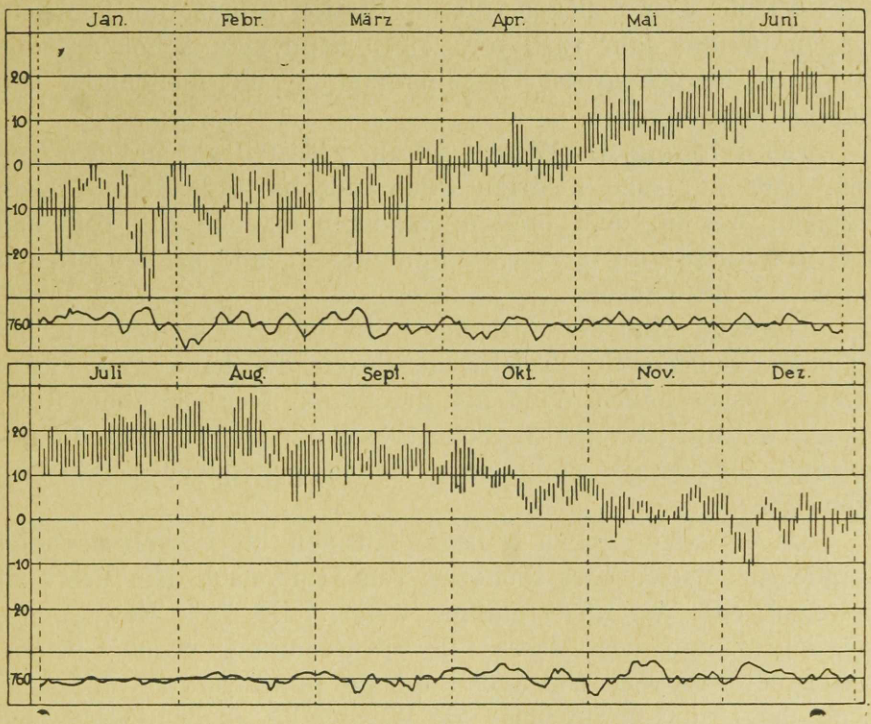


Fig. 11. Der wahre Verlauf der Temperatur in Narva-Jõesuu im Jahr 1924. Unten die barometrische Kurve.

März und April, zu, da hier kalte Witterung oft rasch mit Tauwetter wechselt.

Der Wind.

Aus der unten vorgeführten Tabelle geht hervor, dass an der nordostestländischen Küste (bei Narva-Jõesuu) die südlichen Winde herrschen, die am häufigsten eine Geschwindigkeit von 1 m/sec aufweisen (nach den Beobachtungen von 5 Jahren, 1920—24). Sehr häufig sind auch westliche Winde.

Windrichtung . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O
% der beobachteten Fälle . . .	6,3	5,7*	7,7	15,3	**16,3**	14,3	12,9	12,1	9,4

Windstärke m/sec.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	24
% der beobachteten Fälle . . .	9,4	**16,2**	11,4	10,5	6,7	7,3	6,2	7,6	4,2	4,4	2,9	5,7	3,1	2,6	0,5	1,2	0,1*

Die Windrichtung und Stärke variieren bis zu einem gewissen Grade in den verschiedenen Gegenden der Küste und der Küstentafel. Leider liegen für die Station Kunda nur Beobachtungen für das Jahr 1920 vor. Doch kann man schon aus diesen eine ziemlich grosse Übereinstimmung mit denjenigen von Narva-Jõesuu ersehen.

Die Wirkung des Windes ist am grössten auf unbewachsenen, oder nur eine niedrige Pflanzendecke tragenden, offenen Flächen, wie an dem breiten, sandigen Strande (im östlichen Teil der Küste und in den Talmündungen) und an den offenen Teilen der Tafelfläche.

Dagegen sind der Fuss des Kliffs und die niedrigeren, bewaldeten Partien der Tafelfläche durch die hohe und dichte Pflanzendecke gegen Wind gut geschützt. Nur die steile Kliffwand, welche über den die Schuttböschung bedeckenden Baumbestand hinausragt, steht dem Winde gegenüber vollständig offen da.

Da die Küste gegen N liegt, müssten die vorherrschenden Winde sich in schräger Richtung vom Land nach dem Meere zu bewegen, oder der Küste entlang wehen. Die freie Bewegungsmöglichkeit auf dem Meere und die Hemmung durch Unebenheiten der Erdoberfläche und durch die Pflanzendecke sind dennoch der Grund dafür, dass die Westwinde an der Küste eine mehr nordwestliche Richtung annehmen.

Das Wasser.

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt in NE-Estland 543 mm. Angaben über die mittlere Verteilung der Niederschläge auf die verschiedenen Monate, nach den Abflussgebieten der Flüsse des Küstentafellandes geordnet, sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt[1]):

1) A. Wellner, Eesti sisevete kaart. Sisevete uurimise andmed IV. (Die Karte der Binnengewässer Eestis. Arbeiten des Hydrogr. Bureaus IV). Tallinn (Reval) 1924.

	Areal des Abfluss-gebiets km²	Niederschläge in mm												Jahr
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Narva-Jõesuu . .	—	35	32	30*	32	38	48	62	**83**	58	54	45	42	559
Der Sõtke-Fluss .	147	28	24	23*	29	43	59	73	**86**	61	51	38	33	548
Der Pühajõgi . .	185	28	24	23*	29	43	58	73	**85**	60	51	38	32	544
Der Purtse-Fluss .	927	27	23	23*	29	42	57	72	**84**	59	50	38	32	536
Der Koljala-Bach .	167	28	24	23*	29	42	58	72	**85**	60	51	38	32	542

Der niederschlagsreichste Teil des Gebietes scheint die nordöstliche Strandebene zwischen Meriküla und Narva-Jõesuu zu sein (die jährliche Menge beträgt 550—570 mm). Der Grund dafür ist die offene Lage den westlichen Meereswinden gegenüber. Am wenigsten Niederschläge (530—550 mm) gibt es auf dem Rande des hohen Küstenkliffs und besonders in den Talmündungen mit sandigem Boden (Purtse, Toila). Die niedrigeren, reich bewaldeten Teile der Tafelfläche nehmen in Betreff der Niederschläge eine Mittelstellung ein.

Für die einzelnen Jahre können die angeführten Werte an verschiedenen Beobachtungsorten beträchtlich stärker auseinandergehen, wie aus der Tabelle S. 88 zu ersehen ist.

Die Jahre 1922 und 1923 waren aussergewöhnlich niederschlagsreich, so dass der mittlere Wert für die 5 Jahre den normalen beträchtlich übersteigt, besonders für die regenreicheren Gegenden (Narva-Jõesuu).

Die Niederschläge müssen am häufigsten in Verbindung mit den vorherrschenden W- und NW- Winden auftreten, d. h. schräg gegen die Küste fallen. So wird die blossliegende Kliffwand vom Regen stark betroffen und befeuchtet. Ebenso wird im Winter bei den Schneestürmen an ihrem Fusse viel Schnee angehäuft. Beide Tatsachen sind für die Abtragung des Kliffs von grosser Bedeutung.

Es fehlen noch genauere Angaben über den Betrag der Verdunstung, der Versickerung und des oberflächlichen Abfliessens der Niederschläge auf der nordostestländischen Küstentafel. Dem im allgemeinen kühlen, humiden Charakter des Klimas gemäss müsste der verdunstende Teil verhältnismässig gering, der als Grund- und Oberflächenwasser bleibende Anteil dagegen gross sein.

Regelmässige Beobachtungen über den Wasserstand, die Strömungsgeschwindigkeit und die Wassermenge sind in unse-

rem Gebiet nur an dem grössten Wasserlauf, dem Purtse-Fluss, seit Frühling 1923 angestellt worden. Die Messungen werden im Mittellauf des Flusses beim Dorfe Lüganuse ausgeführt. Die Beobachtungen der Jahre 1923 und 1924 sind im Druck erschienen [1]).

Der Wasserstand der Flüsse wechselt mit den Jahreszeiten. Hochwasser gibt es regelmässig im Frühling (im April und Mai), aber auch manchmal im regenreichen Herbst. Am niedrigsten steht das Wasser im Spätsommer, in der letzten Hälfte des Juli und im Anfang August. Im Winter und im Anfang des Frühlings steht das Wasser gewöhnlich 10—20 cm unter der mittleren Höhe. Im Jahr 1924 war der Gang der Frühjahrsüberschwemmung im Purtse-Fluss folgender [2]):

Niederschläge in mm

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Narva-Jõesuu	1920	[17,1]	[13,5*]	[15,0]	76,4	29,9	70,8	59,6	[85,3]	39,4	24,3	24,1	16,2	[471,6]
	1921	43,6	11,9*	39,8	26,1	39,2	96,3	**110,0**	44,0	74,4	84,7	50,3	43,7	664,0
	1922	79,1	30,3*	89,5	82,2	133,5	102,2	52,2	**138,4**	74,9	122,9	127,8	69,3	1102,3
	1923	69,7	30,1	6,2*	37,7	136,6	99,9	61,6	**179,7**	91,4	94,9	137,8	84,9	1030,5
	1924	101,7	158,5	66,0	104,3	102,4	81,0	66,6	117,5	**151,6**	65,5	52,4*	72,1	1139,6
	Mittel	62,2	48,9	43,3*	65,3	88,3	90,0	**113,0**	86,4	78,5	78,5	57,2	881,6	
Toila . . .	1920	13,7	10,8	12,0	60,3	29,8	54,7	49,8	**68,2**	57,4	17,5	18,6	8,8*	401,6
	1921	[28,4]	[7,7 ?]	[26,0]	32,9	26,9	**207,4**	113,5	28,0	46,5	57,4	15,0	24,9	[614,6]
	1922	46,8	19,9	35,1	17,3*	**106,1**	78,1	67,4	91,4	45,8	46,6	60,3	19,3	634,1
	1923	[17,4]	6,6	1,7*	21,3	107,6	39,5	54,1	**127,6**	75,5	58,5	81,4	20,8	[612,0]
	1924	25,6	14,0*	16,9	43,4	86,2	40,4	21,6	**109,5**	71,5	39,9	41,1	35,0	545,1
	Mittel	26,4	11,8*	18,3	35,0	71,3	84,0	61,3	**85,0**	59,3	44,0	43,3	21,8	561,5

Die in eckige Klammern gesetzten Zahlen sind interpoliert.

1) „Sisevete uurimise büroo aastaraamat 1923 ja 1924." (Jahrbuch des Hydrographischen Bureaus 1923 und 1924). Tallinn (Reval) 1924—25.

2) Jahrbuch d. Hydr. Bur. 1924, S. 44, Tallinn (Reval) 1925.

April	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm	April	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm	Mai	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm
7	0	25	106	12	106
8	5	26	74	13	85
9	14	27	66	14	72
10	15	28	64	15	63
11	20	29	69	16	46
12	25	30	67	17	34
13	26	Mai		18	23
14	24	1	70	19	22
15	20	2	76	20	25
16	25	3	113	21	25
17	29	4	124	22	19
18	64	5	141	23	13
19	106	6	146	24	7
20	112	7	157	25	18
21	84	8	152	26	8
22	134	9	136	27	5
23	114	10	128	28	—1
24	112	11	117		

Der Sommer 1924 war aussergewöhnlich heiss und trocken, so dass es im Juli und August eine ausgesprochene Trockenperiode mit sehr niedrigem Wasserstand (bis 60 cm unter der mittleren Höhe) gab. Die jährliche Amplitude war also 2,2 m.

Das Jahr 1923 war dagegen sehr regenreich und das Hochwasser im Herbst übertraf an Wasserhöhe und Dauer sogar dasjenige des Frühlings (siehe Tabelle S. 90)[1]).

	Im Frühling:	Im Herbst:
Höchster Wasserstand cm	58	115
Dauer der Überschwemmung (Tage) . .	10	58

Die Wassermenge schwankt mit der Höhe des Flussspiegels. Für den Mittellauf des Purtse-Flusses haben die Beobachtungen folgende Werte ergeben (siehe die Tabelle S. 90)[2]).

Nur der Purtse-Fluss führt das ganze Jahr hindurch Wasser, alle anderen Flüsse und Bäche können in trockeneren Sommern vollständig austrocknen. An den niedrigeren, eingesenkten Teilen der Tafelfläche und am Fuss der Tafelstufen sammelt sich in niederschlagsreichen Zeiten viel Wasser an. Solche vom

1) Jahrbuch d. Hydr. Bur. 1923, S. 40, Tallinn (Reval) 1924.
2) Ebenda 1924, S. 75, Tallinn (Reval) 1925.

		Bei hohem Wasserstand (30. 4. 1924)	Bei niedrigem Wasserstand (8. 8. 1924)
Höhe des Flussspiegels ü. d. mittleren Wasserstand	cm	67	—60
Die mittlere Tiefe des Flusses	m	2,07	0,14
Die Breite des Flusses	m	40,6	23,0
Das Profil	m^2	81,5	3,2
Mittlere Strömungsgeschwindigkeit	m/sec	0,42	0,11
Wassermenge	m^3/sec	34,21	0,45

Wasser durchtränkte, unbetretbare Flächen sehen wir in grösserer Ausdehnung die Kohtla-Jõhvi-Platte umgeben, in Gestalt des Hiiesoo- und Pühajõe-Beckens.

Die Pflanzendecke.

Der grösste Teil der nordostestländischen Küstentafel ist von einer beständigen und dichten Pflanzendecke überzogen. Nur der schmale Strandstreifen (beim breiteren Strand dessen dem Meere zugekehrter Rand), die steilsten Stellen der Kliffwand und die Steilwände der Tafelstufen und der Talhänge entbehren einer Pflanzendecke. Die Felder auf den höheren und trockeneren Stellen der Tafelfläche haben eine zeitweilig fehlende Pflanzendecke. Die Dichte der ständigen Pflanzendecke kann in den verschiedenen Gegenden sehr verschieden sein. Am geringsten ist sie bei den undicht bewachsenen Sand- und Gerölltriften am Strande und an den sandigen Talmündungen, am grössten aber in den dichtbewachsenen, waldbedeckten Senken der Tafelfläche. Die Pflanzendecke schützt die Erdoberfläche hauptsächlich gegen die Tätigkeit des Windes und des oberflächlich abfliessenden Wassers, indem sie die Beweglichkeit des losen Bodenmaterials vermindert. Andererseits begünstigt sie die Neubildung desselben durch die Zersetzung und die stetige Vermischung des Materials.

Tiere und Menschen.

Die Tätigkeit von Tier und Mensch bleibt auch nicht ohne Einfluss auf die Oberflächengestaltung. Unter den Tieren kommen vor allem die Haustiere in Betracht. Sie vernichten auf der Weide die Pflanzendecke, zertreten die Erdoberfläche, und indem sie an den sanfter geböschten Stellen vom Kliff hinabgehen, zerstören sie auch dieses und begünstigen seine Ab-

tragung. Der Mensch übt durch den Ackerbau und die Bodenmelioration einen gestaltenden Einfluss auf die Tafelfläche aus. Die Böschungen verlieren dabei an Steilheit und die Unebenheiten werden ausgeglichen. Zugleich wird auch die Bildung und Entwicklung der Kerbtäler gefördert. Auch die Anlegung von Wegen, die dazu gebauten Brücken, Dämme und Einschnitte ändern etwas das Relief.

B. Das Zusammenwirken lokaler Kräfte innerhalb der Formengruppen.

1. Zurückschreitende Kliffküste (Arbeitskliffküste).

Dieser physiologische Komplex entspricht der morphographischen steilen Kliffküste mit dem schmalen Strandstreifen. Wie an einer Küste überhaupt, wirken hier die Land- und Meereskräfte zusammen. Beide sind von den lokalen Böschungswinkeln, der Exposition und dem Aufbau abhängig.

Die Kombination der Böschungswinkel ist im Bereich dieses ganzen Küstentypus eine einfache und gleichmässige (siehe Profil Fig. 3, III, S. 16). Die 40—55 m ü. d. M. gelegene Tafelfläche wird von einer 20—30 m hohen, vertikalen, im oberen Teil sogar überhängenden Steilwand begrenzt, an deren Fuss sich mit einem Böschungswinkel von 20—35° die unebene Schuttböschung hinzieht, die an der Meeresseite von einem schmalen Strandstreifen umsäumt wird. Die den Kliff durchschneidenden Kerbtäler haben gleichfalls steile Abhänge und ein starkes Gefälle. Überhaupt herrschen hier Steilwände und grosse Böschungswinkel vor. Der Meeresgrund besitzt wegen der mit der Strandlinie parallel verlaufenden Geröllwälle ein welliges Profil, senkt sich aber im allgemeinen verhältnismässig schnell, so dass er 1 km weit vom Strande schon eine Tiefe von ungefähr 10 m erreicht. Die Küste ist dem N zugekehrt und ist auf diese Weise in hohem Grade vor der Sonne geschützt, während der herrschende Wind längs der Küste von W nach E, oder etwas schräg von NW nach SE weht. Seltenere, aber der Stärke nach um so wirkungsfähigere N- und NE-Winde und Schneestürme richten sich aber direkt gegen die Küste. Die Strandlinie verläuft gerade oder in äusserst sanften Bogen.

Für den Aufbau charakteristisch ist das Zerfallen des

Kliffs in verschieden widerstandsfähige, horizontale Stufen und deren Reihenfolge: zuunterst der plastische Ton, in dem Schlipfe und Abrutschungen leicht zustande kommen können, dann lockerer Sandstein und Schiefer von geringer Widerstandsfähigkeit, und als oberste Stufe harte und widerstandsfähige, aber stark zerklüftete, horizontal geschichtete Kalksteine. Von der Wasserdurchlässigkeit der verschiedenen Schichten ist die Lage der Grundwasserhorizonte und die Austrittsstellen das Grundwassers im Profil des Kliffs abhängig.

Nach dieser kurzen, allgemeinen Charakteristik der lokalen Besonderheiten der Objekte treten wir nun an die eingehendere Betrachtung der physiologischen Prozesse. Die die Küstenformen bildenden Flächen — der an das Kliff angrenzende Randteil der Tafelfläche, die Kliffwand, die Schuttböschung, der Strandstreifen und die Abhänge der Kerbtäler — unterliegen einer fortdauernden, allmählichen Zerlockerung und Zersetzung unter dem Einfluss der Insolation, der Luft und des Wassers. Infolge der nördlichen Exposition der Küste ist die Wirkung der Insolation weniger bedeutend. Die Verwitterung der das Kliff aufbauenden verschiedenen Gesteine tritt in verschiedener Weise zutage. Der an das Kliff angrenzende Randteil der als Schichtenfläche erscheinenden Tafelfläche ist von einer dichten Pflanzendecke überzogen. Aus diesem Grunde findet hier nur eine chemische Verwitterung statt, die durch die zersetzende Tätigkeit der Pflanzen noch gefördert wird. Wegen der Ebenheit und horizontalen Lage der Fläche bleibt alles verfeinerte und zersetzte Material ungestört liegen. Überall, wo der Tafelrand nicht mit mächtigerem Geröll und Sand bedeckt ist, ist der Kalksteingrund unter einer dünnen, einige dm betragenden Schicht von Verwitterungsschutt verborgen. Im Profil dieser Verwitterungsdecke können wir von unten nach oben verfolgen, wie der Untergrund sich allmählich in oberflächlich verwitterten lehmigen Steinschutt und zuletzt in humöse Erde verwandelt. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit bildet die Verwitterungsschicht an der Kliffwand keine ins Auge fallende Böschung, welche sie dank ihrem lockeren Gefüge eigentlich hätte bilden müssen. Bei den mächtigeren Geröll- und Sanddecken bildet sich aber am oberen Rande des Kliffs ein deutlicher Hang, dessen Böschungswinkel zwischen 20° und 40° schwankt. Dieses Geröll und der Sand besitzen gewöhnlich ein

vollständig loses Gefüge, und der Böschungswinkel, den sie der Schwerkraft zufolge angenommen haben, ist nur von den gegenseitigen Reibungs- und Druckverhältnissen der Teilchen abhängig.

Die die Tafelfläche abgrenzende, 20—30 m in die Tiefe reichende, steile Kliffwand steht meist entblösst da, weil das verwitterte und abgelöste Material nicht hier liegen bleibt, sondern ununterbrochen abrieselt. Die dickbankigen kompakten Kalksteine (Glaukonitkalk) unterliegen einer äusserst langsamen chemischen Verwitterung, indem sie nur ein wenig an Härte verlieren, dunkelgrau und an der Oberfläche rauh und uneben werden. Die Menge des von der Fläche abbröckelnden Materials ist eine minimale. Die meisten Kalksteinschichten verwittern aber viel schneller, da in der anfangs glatten und festen Fläche der Schichtenköpfe bald zahlreiche Risse und Sprünge entstehen, die den Stein schiefrig und locker machen. Dasselbe können wir in noch grösserem Massstab an den weichen, mergeligen Zwischenschichten beobachten. Der Spaltenfrost und der Wechsel in der Stärke der Besonnung spielen hierbei wahrscheinlich die Hauptrolle.

Die unter dem Kalkstein befindliche dünne Schicht tonigen Glaukonitsandes ist locker und von geringer Widerstandsfähigkeit. Aus diesem Grunde bildet sie in ihrem Ausstrich eine horizontale Einkerbung in der Kliffwand. Dazu trägt noch das Austreten des Grundwassers gerade an dieser tonigen Schicht bei. Wegen des fortwährenden Abgleitens unterliegt der Glaukonitsand an der Oberfläche keiner stärkeren chemischen Verwitterung, ausserdem besteht er aus einem sehr widerstandsfähigen Gemenge — Ton, sowie Quarz- und Glaukonitkörnchen.

Der unter dem Glaukonitsand liegende bituminöse Tonschiefer zerfällt sehr leicht unter dem Einfluss von Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen, aber dank der rechtwinkligen Absonderung behält er ziemlich gut seine vertikale, wenn auch zerklüftete und unebene Ausstrichsfläche in der Kliffwand. Meist ist der Tonschiefer an der Oberfläche von herabsinkendem, von Grundwasser durchtränktem Glaukonitsand bedeckt.

Im grösseren Teil der Küste reicht die Kliffwand nur bis zu den Schichten des Glaukonitsandes und Tonschiefers, während die liegenden Sandsteine und der Ton schon durch die Schuttböschung verdeckt werden. Stellenweise aber reicht die

Steilwand viel weiter in die Tiefe, am Obolussandstein und weissen Quarzsandstein vorbei bis zu grauem, dolomithaltigem Sandstein. Der Ausstrich dieser Schichten bildet eine mehr oder weniger ebene oder schwach wellige oder stufige Fläche, welche nicht immer vertikal, sondern nach unten stets mehr geneigt ist. Nur an den Stellen der weicheren Schichten — im unteren Teil des Obolensandsteins und beim Oboluskonglomerat — treten horizontale Einkerbungen auf. Reine Sandsteinschichten haben eine homogene, feinkörnige Struktur und leiden deshalb wenig unter der mechanischen Verwitterung. Tonige Zwischenschichten werden aber leicht schiefrig und locker und zerfallen schnell unter Mitwirkung des Grundwassers. Da sie jedoch keine bedeutende Mächtigkeit besitzen, verändert sich die Sandsteinfläche unter ihrem Einfluss kaum merkbar.

Infolge der eben geschilderten Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit und Verwitterungsart der einzelnen Schichten erhält die Kliffwand das Aussehen einer mit horizontalen Einschnitten und Stufen versehenen vertikalen oder steilgeböschten Fläche. Der herabrieselnde, feine Verwitterungsschutt wird durch die karniesartig vorspringenden Ränder der härteren Schichten aufgefangen, vermischt sich mit dem Verwitterungsmaterial der hangenden, weicheren Schicht und bildet so allmählich das Substrat für eine Pflanzendecke. So sehen wir auch gewöhnlich an der weichen, mergeligen Linsenschicht, die das Hangende des Glaukonitkalksteins bildet, einen grünen Saum niedriger Kräuter, seltener Stauden und kleiner Sträucher.

Die Pflanzendecke schützt ihrerseits den Verwitterungsschutt vor der Abtragung und begünstigt das Ansammeln desselben. Wenn solch ein Zusammenwirken längere Zeit ungestört andauern kann, dann wird die Kliffwand zuletzt fast ganz von einer Pflanzendecke überzogen sein und verwandelt sich zugleich aus einer vertikalen in eine mehr oder weniger geböschte. Nur hier und da tritt die nackte Kalksteinwand in Gestalt grauer Flecken unter der Pflanzendecke hervor.

An der Oberfläche der Schutthalden, die den unteren Teil des Kliffs verdecken, schreitet die Zerlockerung und Zersetzung des Schutts am schnellsten fort. Die Halden liegen stets im Schatten, die Luft ist hier kühl und feucht. Der Schutt wird durch das reichlich austretende, säurereiche Grundwasser fortwährend befeuchtet und durchtränkt. Die reinen Kalkteile

werden ausgelöst und fortgeführt, während das tonige Material liegen bleibt. Auf diese Weise wird allmählich ein nährstoffreiches und lockeres mergeliges Substrat für die Pflanzen vorbereitet. Dank des kräftigen Bodens und des günstigen Böschungswinkels herrschen hier auch die besten Bedingungen für das Gedeihen einer Pflanzendecke. Das verfeinerte Material sinkt allmählich durch die Zwischenräume in der Schutthalde tiefer ein und begünstigt seinerseits das Anwachsen der Sand- und Tonmassen, die am Grund der Schutthalden liegen. Die an der Oberfläche der Schutthalden herabrieselnden Grundwasserbäche führen aber andererseits die feine Tonsubstanz fort und hinterlassen unter dem gröberen, an der Oberfläche liegenden Schutt Gänge und Höhlungen, welche kleinere Verschiebungen und ein Zusammensinken des Materials verursachen. Von Zeit zu Zeit zerstören von der Kliffwand herabstürzende Kalksteinblöcke mit einem mächtigen Schlag diesen langsamen, regelmässigen Entwicklungsgang, indem sie den gröberen oberflächlichen Schutt tief in weichen Ton und Sand hineindrücken und die Oberfläche mit neuem Schutt decken.

Als Grundwasserhorizonte treten im Kliffprofil die undurchlässigen, tonigen nnd mergeligen Schichten auf. Die Haupthorizonte bilden die Oberfläche des blauen Tons und des tonigen Glaukonitsandes; weniger ergiebig sind die lehmigen und mergeligen Zwischenschichten der Sand- und Kalksteine. Die Kalksteine sind wohl an und für sich wasserundurchlässig, aber wegen der starken Zerklüftung treten sie als durchlässige Schichten auf. Direkt an den Tag tritt das Grundwasser nur aus den oben in der Kliffwand gelegenen Horizonten, während aus dem blauen Ton austretendes Wasser erst allmählich durch die den unteren Teil des Kliffs verdeckende Schuttböschung hindurchdringen muss, um sich schliesslich in Gestalt von kleinen Bächen ins Meer zu ergiessen. Der Glaukonitsand und der unter ihm liegende Tonschiefer sind vom Wasser durchtränkt, oder wenigstens feucht, selbst nach der anhaltendsten Dürre. Reichere Grundwasserquellen sieht man aber hier selten, wahrscheinlich nur im Zusammenhang mit grösseren Klüften im hangenden Kalkstein. Die auf dem wasserundurchlässigen blauen Ton liegenden Sandsteinschichten sind dagegen viel reicher an Wasser. Unten am Strandstreifen treffen wir fast alle hundert oder einige hundert m kleine Grundwasserbäche, die vorwie-

gend aus dem blauen Ton und den liegenden Sandsteinschichten austreten.

Die wasserführenden Schichten sind dem allgemeinen Fallen entsprechend nach S ein wenig geneigt und verhindern auf diese Weise das Austreten des Wassers. Aber die Neigung ist doch dermassen gering und der hydrostatische Druck des Wassers, das sich weiter im S am Fusse der Tafelstufen ansammelt, so gross, dass das Wasser an den Schichtenköpfen der Kliffwand ziemlich reichlich austritt.

Das Grundwasser wirkt vor allem direkt an seiner Austrittsstelle, indem es Höhlungen oder fortlaufende horizontale Einschnitte in der Kliffwand bildet, die die Abtragung des Kliffs befördern. Die Folgeerscheinungen der Wasserwirkung unterscheiden sich wesentlich voneinander, je nachdem das Wasser zwischen oder unter den Kalksteinschichten austritt oder aus dem Sandstein kommt. Innerhalb der Kalksteinstufen wird nur die wasserführende, weiche, tonige oder mergelhaltige Schicht selbst abgetragen, während der Kalkstein in Gestalt einer Dachtraufe über ihr hängen bleibt und schliesslich brechend herabfällt, besonders wenn in der Nähe Klüfte vorhanden sind, die diesen Teil der Schicht vom übrigen Untergrund trennen. Im Sandstein dagegen, besonders in dessen lockereren Schichten, bildet das Grundwasser an seiner Austrittsstelle eine kleine Höhle, während der aufliegende Sand allmählich, aber fortwährend ausgeschlemmt wird[1]). Bei wasserreicheren Quellen kann eine solche Höhle die Tiefe von 1 m und mehr erreichen (z. B. an dem vom Gute Saka nach dem Strande führenden Abstieg).

Das ans Tageslicht getretene Grundwasser wirkt als oberflächlich abfliessendes Wasser, dem Regenwasser gleichend. Das aus dem Glaukonitsand, vom oberen Teil der Kliffwand kommende Wasser befeuchtet und durchweicht ständig die liegenden Sandsteine, ja sogar die Schuttböschung, und bedeckt sie — besonders den Ausstrich des Tonschiefers — mit einer breiigen grünen Sand- und Tonmasse. Das aus dem weissen Quarzsandstein austretende Grundwasser enthält reichlich Eisen und überzieht beim Herabrieseln die Kliffwand mit einer dünnen, rotbraunen Rostschicht. Ein solcher bis auf die Tiefe von einem

1) Diese Erscheinung hat H. Mortensen eingehender beschrieben. (Die Morphologie der samländischen Steilküste, Hamburg 1921, S. 18).

m und mehr durchweichter, oberflächlicher Teil der Kliffwand kann sich leicht von seiner Stelle loslösen und hinabrutschen, die hangenden Kalksteinschichten ihrer Stütze beraubend. Im Sommer des Jahres 1925 konnte man zwischen Valaste und Martsa sehen, wie der untere, aus Sandstein bestehende Teil der Kliffwand im Bereich von 50—60 m abgerutscht war, so dass sich zwischen dieser hinuntergeglittenen Masse und der neuen Steilwand eine ungefähr $^1/_2$ m breite Kluft gebildet hatte. Die ihrer Stütze beraubten Kalksteine waren in Riesenschollen abgestürzt und hatten den Fuss des Kliffs und den Strandstreifen mit frischem Schutt überdeckt.

Alles vom Kliff herabrieselnde Wasser gelangt schliesslich durch den porösen oberflächlichen Teil der Schuttböschung zu den an derem Grunde liegenden Ton- und Sandmassen, welche dadurch weich und fliessend werden. Die Hauptrolle spielt hier das aus dem blauen Ton kommende Wasser. Dem Druck der mächtigen Schuttanhäufung und seiner eigenen Schwere zufolge ist diese weiche und durchtränkte Masse bestrebt, einen möglichst kleinen Böschungswinkel anzunehmen und sich allmählich immer weiter vom Fuss des Kliffs auszubreiten. Wegen des steten Anwachsens der Schuttdecke und wegen der Abtragung des dem Meere zugekehrten Randes durch die Brandung kann die Schuttböschung nie ein dem Druck und der Schwerkraft entsprechendes stabiles Profil annehmen, sondern verschiebt sich ständig vom Fuss des Kliffs gegen das Meer.

Das Regenwasser hat als physiologischer Faktor eine viel geringere Bedeutung. Das auf die Tafelfläche fallende Wasser dringt in die Klüfte des Kalksteingrundes ein, oder fliesst dem allgemeinen Gefälle folgend von der Küste weg weiter ins Innere des Landes. Die Schuttböschung ist durch eine hohe und dichte Pflanzendecke geschützt, so dass das Regenwasser sie nur allmählich von den Bäumen und Sträuchern hinabtropfend erreicht. Dort vereinigt es sich mit dem zutage tretenden Grundwasser und wirkt in der vorher beschriebenen Weise. Eine gleiche Wirkung hat auch das hier und da direkt vom Tafelrand oder von der Kliffwand hinabrieselnde Regenwasser.

Im allgemeinen sind die Bedingungen für einen solchen Abfluss ungünstig. Die Tafelfläche wird von widerstandsfähigen, schwach nach S fallenden Kalksteinschichten gebildet. Das an der Oberfläche fliessende Wasser kann sich nicht selbständig

einen Weg zum Abfluss vom Kliff bahnen, sondern fliesst entweder nach S weiter in das Innere des Landes, oder weicht zur Seite ab, die niedrigeren, eingesenkten Stellen des Tafelrandes aufsuchend. Die das Kliff durchsetzenden, spärlich auftretenden Kerbtäler, durch die das Wasser zum Strande gelangt, nehmen aber meist ihren Anfang an den Mündungen der Gräben, die zur Drainage der eingesenkten, nassen Flächen der Tafel angelegt worden sind, wie z. B. der grosse Graben von Valaste, die Karjaoru-Schlucht bei Ontika, die Gräben in der Nähe des Gutes Saka usw. Die im Frühling vom Schmelzwasser gebildeten Kerbtäler sind dagegen viel seltener[1]). Sie treten nur da auf, wo der Kliffrand schon einigermassen abgetragen worden und infolge dessen niedriger ist, und wo die niedrigeren, beckenförmigen Partien der Tafelfläche sich mehr dem Kliff nähern, wie z. B. westlich vom Dorf Martsa.

Das Wasser, welches auf die eine oder andere Weise den Tafelrand erreicht hat, findet hier einen hohen Steilhang vor sich, von dem es als hoher Wasserfall hinabstürzt, die Schuttböschung und den über diesem in der Kliffwand aufgeschlossenen Sandstein stark erodierend. Es bildet sich in der Schuttböschung bald eine Furche, in der Sandsteinwand aber eine höhlenförmige Vertiefung, welche durch das Einstürzen der hängenden Teile in die Höhe und Tiefe fortwährend wächst.

Schliesslich wird die Kliffwand bis zu den Kalksteinen unterhöhlt, welche ihrer Stütze beraubt in die Tiefe stürzen. An ihrer Stelle bildet sich eine von geradlinigen Diaklasen begrenzte, spitzwinklige Einbuchtung. Das ist der erste Anfang des sich allmählich weiter entwickelnden Kerbtales. Das Wasser setzt seine Tätigkeit fort, besonders im Frühling zur Zeit der Schneeschmelze. Gleichzeitig mit dem Zurücktreten der Kerbmündung zerfällt auch der Kliffrand, der an den beiden Seiten derselben hervorragte, und als Resultat erhalten wir eine Zirkusschlucht. Der obere, aus Kalkstein bestehende Teil der Wände weist meist Stufen auf, die durch den Unterschied in dem Widerstand der einzelnen Schichten bedingt sind.

Allmählich von der Klifflinie landwärts zurückschreitend,

1) Fr. Schmidt sah dagegen in jener Tatsache die Hauptursache für die Bildung aller nordestländischen Küstentäler. („Über die Bildung und Entwicklung von Flussläufen in Estland“ (russ.). Arb. des Naturforsch.-Vereins zu St. Petersburg, X, 4, 1879, S. 30—36).

bildet die Schlucht ein enges, steilhängiges Kerbtal, dessen Schluss lange die Gestalt eines hohen, steilwandigen Zirkus behält. Das sehen wir am auffallendsten an der Uku-Schlucht bei Päite, die sich jetzt schon 200 m lang in das Kliff eingeschnitten hat, aber ungeachtet dessen mit einem steilen, bis 15 m hohen Zirkusschluss endet. Der Grund dafür ist der, dass die unten liegenden Sandsteine schneller abgetragen werden als die hangenden Kalksteine, und dass die letzteren ihrerseits beim Abbrechen immer eine senkrechte Fläche bilden.

Der Talgrund ist mit grobem Kalk- und Sandsteinschutt und mit von der Tafelfläche heruntergestürzten Wanderblöcken bedeckt, die die schwache Strömung nicht wegzuführen vermag. Allmählich zunehmend, kann dieser Schutt schliesslich das ganze Tal verschütten und auf diese Weise zur Ebnung seines Längsprofils beitragen. Dem entgegen wirken hier aber dieselben Kräfte wie bei der Schuttböschung des Kliffs, und zwar das Abrutschen des auf dem Talgrund anstehenden Tons, das durch das Grundwasser und die Brandung noch gefördert wird.

Infolge des gemeinsamen Einwirkens der beschriebenen Kräfte verwittert und zerfällt die Kliffwand ständig, die Schuttböschung wächst immer höher an und wird zugleich breiter und flacher, die Kerbtäler füllen sich mit grobem Schutt, und das Kliff würde schliesslich eine stabile, sanftgeböschte Gestalt annehmen, wenn die Abrasion nicht immerfort das Gleichgewicht störte, das abtragend und wegführend, was sich bei der Verwitterung und durch das Wasser angehäuft hat. Die Tiefe des Meeres nimmt dermassen rasch zu, dass die Zone der sog. Schorren fehlt, und die Wellen sich direkt am Strande brechen. Dadurch wird die Wirkung der Brandung beträchtlich verstärkt. Bei stärkerem Wind vermögen die Wellen 10 bis 20 cm grosses Geröll auf den Strand zu werfen. Das vom Strande zurückströmende Wasser führt nur feineres Material mit sich, und so werden am Strande allmählich hohe Schotterwälle angehäuft. Eine Vorbedingung für die Bildung eines Strandwalls ist die, dass der meerwärts gelegene Rand der Schuttböschung verhältnismässig niedrig und flach ist. Anderenfalls äussert sich die Tätigkeit der Brandung vor allem in der Abtragung des dem Meere zugekehrten Randes der Schuttböschung. Hier bildet sich eine deutlich eingeschnittene, stellenweise bis 5 m hohe Stufe — das sekundäre Kliff, das als Spur der stärkeren Herbststürme dasteht.

Die Bildung der erwähnten Stufe stört das Gleichgewicht der vom Wasser durchweichten Schuttböschung, und diese beginnt sich langsam nach dem Meere hin zu senken, wo ihr Fuss aber wieder der Abrasion zum Opfer fällt. Die Schuttböschung erhält auf diese Weise nie eine stabile Gestalt und kann auch nicht in die Höhe wachsen, weshalb auch die Kliffwand immer weiter zerfällt und rückwärtsschreitet. Das vom Fuss der Schuttböschung weggeführte Material wird von den Wellen bearbeitet, Ton und Sand setzen sich weiter vom Strande auf dem Meeresgrund ab, der Kalksteinschutt bleibt näher liegen, zerfällt hier in kleinere Stücke und wird von den Wellen abgerundet und teils an den Strand zurückgeworfen. Da die Kalksteine nur einen geringen Teil des Kliffprofils und zugleich auch der Schuttböschung ausmachen, so schreitet die Zuschüttung des Küstenmeeres mit Kalksteingeröll, welches die Schuttböschung des Kliffs vor der Abtragung schützen würde, sehr langsam fort.

Andererseits ist auch das allgemeine negative Ergebnis der Niveauschwankungen gleich Null oder allenfalls äusserst unbedeutend.

Im Winter bedeckt sich das Küstenmeer NE-Estlands im Mittel auf $3^1/_2$ Monate mit Eis. Die Schneedecke auf der Küste und auf der Tafelfläche hält noch länger an (4—5 Monate). Besonders lange bleibt der Schnee am Fuss der nach N gekehrten Kliffwand liegen. An vereinzelten kleinen Flecken kann man Schnee und Eis hier noch bis Ende Juni vorfinden. Im Laufe des Winters stellen die Brandung und zum grössten Teil auch das oberflächlich abfliessende Wasser ihre Tätigkeit ein. An ihre Stelle treten als neue Faktoren die Eispressungen, die gegen die Küste gerichtet sind und abtragend wie auch aufschüttend wirken, die mechanische Verwitterung durch Frost und die erodierende Tätigkeit des Schmelzwassers. Die Wirkung dieser Faktoren wird noch durch die stetige Schwankung der Witterung, durch wiederholten Übergang von warmem zu kaltem Wetter und umgekehrt, gesteigert. Dabei ändert die Eisdecke des Meeres ihr Volumen und setzt sich in Bewegung. Oberflächliches wie auch Grundwasser gefriert bald, bald taut es wieder auf, und der Schnee schmilzt und gefriert wieder. Der gegen die Küste gerichtete Druck des Meereseises vermag grosse Blöcke von ihrer Stelle zu schieben, sie an den Strand zu treiben, oder sogar auf den Strand hinaufzuheben. Die ausgedehnten, dichten Block-

anhäufungen am Strande haben sich gerade auf diese Weise dort gebildet, wo im verhältnismässig flachen Küstenmeer reichlich Wanderblöcke liegen. Das Grundeis, das sich am Meeresboden an den tieferen Stellen bildet, hebt beim Auftrieb Blöcke und Geröll mit sich auf und trägt sie hinüber an den Strand oder in die flachere Küstenzone. So wird hier der Vorrat an Blöcken und Geröll ständig ergänzt[1]).

Der Eisrand schiebt am Strande bis mehrere m hohe Geröllwälle auf, die sich durch ihr steileres unsymmetrisches Profil von den gewöhnlichen, durch die Wellen aufgeworfenen unterscheiden. Im Laufe des Sommers verschwindet jedoch dieser charakteristische Zug und die Brandung formt sie zu gewöhnlichen Strandwällen. Die vom Wasser durchtränkte Schuttböschung und die wasserführenden Schichten der Kliffwand vereisen, werden locker und zerklüftet. Beim Tauwetter trägt das Schmelzwasser dieses freigewordene Material leicht mit sich. Ob die Bildung von Grundeis und das oberflächliche Schmelzen auch die Schlipfe und Rutschungen der tonigen Schuttböschung zur Folge haben, kann man nicht mit Sicherheit feststellen, da es unmöglich ist, diese von den gewöhnlichen im Frühling und Sommer stattfindenden Rutschungen des tonigen Grundes zu unterscheiden.

Neben allem vorher Behandelten ist der Einfluss von Mensch und Tier auf die Küste von recht geringer Bedeutung. Vor allem ist hier die schnelle Abtragung und die Bildung von Kerbtälern in den Mündungen von Gräben, die zum Rand des Kliffs gezogen worden sind, zu nennen. Zum Verkehr mit dem unten gelegenen Strand sind an geeigneten Stellen Abstiege in Gestalt von Treppen oder von einfachen Fussstegen hergestellt worden. Die letzteren tragen, wenn auch in geringem Grade, zur Zerstörung des Kliffs bei, insbesondere diejenigen, längs welchen die Herden hinabziehen, um auf den stellenweise mit dichterem Gras bedeckten Schuttböschungen zu weiden. Für künstlichen Küstenschutz sind bisher keine Massnahmen getroffen worden, obwohl der Rückgang des Kliffs jedes Jahr beträchtliche Stücke schönen Ackerlandes von der oberen Tafelfläche abreisst.

Die Folge des gemeinsamen Einwirkens aller physiologi-

1) Diesen Vorgang hat Wangenheim v. Qualen (Bull. Soc. nat. Moscou, 1852, S. 227) eingehender beschrieben.

schen Faktoren ist ein langsames Zurücktreten des Kliffs, während das Profil immer steil und in seinen Grundzügen unverändert bleibt. Die Ursache dafür ist der eigenartige Aufbau des Kliffs — unten plastischer Ton sowie weiche Sandsteine und Schiefer, oben von Vertikalklüften durchsetzte, harte Kalksteine — und das beständige Sinken und Rutschen der von herabfliessendem, oberflächlichem Wasser und austretendem Grundwasser durchtränkten, tonigen und sandigen Schuttböschung, was von der Abrasion noch gefördert wird.

2. Ruhekliffküste.

Dieser physiologische Komplex entspricht morphographisch der Kliffküste mit gleichmässig geböschtem, flachem Kliff und breitem Strand, und umfasst den östlichen Teil der nordostestländischen Küste von Türsamäe bis Meriküla. Während der Aufbau der Formen hier im allgemeinen derselbe ist wie bei der vorher behandelten Arbeitskliffküste, wird der Unterschied in den physiologischen Vorgängen vor allen Dingen durch die Verschiedenheit der Böschungswinkel und der Gruppierung der Formen bedingt. Dennoch ist auch im Aufbau ein in Betracht zu ziehender Unterschied vorhanden. Der blaue Ton, der in der vorhergehenden Formengruppe einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau des Kliffs hat, indem er eine Höhe bis zu 18 m ü. d. M. erreicht, erscheint in der jetzt zu behandelnden Formengruppe nur in einer Mächtigkeit von 4—5 m ü. d. M. und erreicht den Meeresspiegel im östlichen Teil des Gebietes überhaupt nicht mehr.

Der Kliffhang, die flache Schuttböschung und der breite, ebene, schwachwellige Strand werden fast durchweg von einer dichten Pflanzendecke überzogen. Aus diesem Grunde kommt der mechanischen Verwitterung eine geringe Bedeutung zu. An den als kleinere Flecken hier und da auftretenden Entblössungen der Kliffwand können wir die gleichen Verwitterungserscheinungen wahrnehmen, wie an den mehr geschützten Stellen des Arbeitskliffs. Die widerstandsfähigeren Schichten überziehen sich mit einer gelblichgrauen Verwitterungsrinde, und die Verwitterung setzt sich nur äusserst langsam nach Innen fort. Die weicheren Kalkstein- und mergelhaltigen Schichten werden in der Nähe der Oberfläche locker und schiefrig. Der abgelöste feine Schutt

rieselt ab und lässt kleine Höhlungen und Vertiefungen zurück. An den Rändern der vorspringenden härteren Schichten häuft sich der feine Schutt an. Das Hinabgleiten grösserer Kalksteinschollen ist äusserst selten.

Die unter der Pflanzendecke befindlichen Flächen sind mit einer dicken Verwitterungsschicht bedeckt, innerhalb welcher nur eine langsame Verfeinerung und Vermischung der Teilchen vor sich geht.

Die Zirkulation und der Austritt des Grundwassers sind lange nicht so rege wie im Arbeitskliff, weil der Abfluss des Wassers an der Oberfläche hier durch die günstigere Neigung der Tafelfläche und ein dichteres System von Tälern gefördert wird. Dennoch treten hier und da bei den wasserführenden Schichten im Kliffhang Quellen auf, welche den Hang, die am Fuss desselben gelegene Schuttböschung und den Strandstreifen feucht halten. Die Menge des Wassers ist dennoch so gering, dass sie die Bäche nicht dauernd zu speisen vermag, was wir hingegen beim Arbeitskliff sehen können. Die erodierende Tätigkeit des Grundwassers ist aus diesem Grunde auch ziemlich unbedeutend. Die Grundwasserhorizonte liegen hier auf einem viel niedrigeren Niveau (dasjenige des Dictyonema-Schiefers ungefähr 10 m ü. d. M.) und das Wasser durchweicht vor allen Dingen die Schuttböschung des Kliffs. Diese Böschung besteht hauptsächlich aus Kalkstein- und Sandsteinschutt, zeigt auch keine bedeutendere Neigung zum Schlipfen und Abrutschen. Von der Brandung durch den breiten Strand geschützt, so dass die Wellen sie nicht erreichen, hat sie ausserdem einen normalen und stabilen Böschungswinkel erlangt.

Das Kliff wird von grösseren und kleineren Kerbtälern reichlich zergliedert, längs welchen das Oberflächenwasser von der Tafelfläche zum Strande hinabgelangt. In die Schuttböschung und in den sandigen Strandstreifen hat es tiefe, sich schlängelnde Furchen erodiert. Stärkere Stürme schütten zuweilen die Mündung der Bäche mit Geröll und Sand zu, und die gestauten Gewässer breiten sich in Gestalt von Lagunen zwischen den Strandwällen und Dünen aus. Dieser Zustand ist aber gewöhnlich nur von kurzer Dauer.

Die Wirkung der Brandung beschränkt sich auf einen 2—10 m breiten, dem Meere zugekehrten Strandsaum, der vom übrigen Strand durch eine $^1/_2$—1 m hohe Stufe getrennt

ist. Die Formen sind hier dieselben wie gewöhnlich an der Flachküste: eine breite Schorre und eine Reihe unter Wasser liegender, sanft ansteigender Wälle. Die erwähnte Stufe ist von den starken Herbststürmen und vom winterlichen Meereseis gebildet worden.

Bei den Vorsprüngen des Strandes ziehen sich flache Sandbänke ins Meer hinaus, auf ihnen liegen Blockanhäufungen, die durch den Druck des Eises allmählich dem Strande zugeschoben werden, wo sie auf den Strandvorsprüngen einen Blockstrand bilden. Massgebend sind hier gerade die Flachheit des Meeres und ein in das Meer hineinragender Strandvorsprung.

Am breiten, offenen Strand ist die Wirkung des Windes gross und äussert sich an Stellen sandigen Aufbaus als Dünenbildung. Grössere, ins Auge fallende Dünen sind nur im östlichen Teil des Gebietes vorhanden, dort wo die Sandzone des Strandes breiter und mächtiger ist, wie bei Pimestiku und Mammusaare. Die Dünen sind zum Teil mit Bäumen und Sträuchern bewachsen, zum Teil aber nur von einer undichten Pflanzendecke überzogen und wandernd. Im W des Gebiets ist die Menge des Sandes gering, und der Wind war nur imstande auf dem Geröllstrand eine dünne Sandschicht aufzuwehen. Die Dünen hindern die Drainage des Strandes, indem sie die Bäche in ihrem Lauf aufhalten und hinter sich kleine nasse Senken bilden. Das Wasser schafft sich schliesslich einen Durchgang in Gestalt eines schmalen Durchbruches.

Der Sandreichtum am Strande und im Meer, der das Küstenmeer seicht macht und die Schuttböschung vor der Brandung schützt, steht nicht im Zusammenhang mit den lokalen physiologischen Vorgängen, sondern ist eine Folge der ergiebigen Sandzufuhr des Narva-Flusses.

Die Bedeutung der Pflanzendecke ist schon im Zusammenhang mit den Verwitterungserscheinungen erwähnt worden. Durch das Anlegen von Gräben fördert der Mensch den Abfluss des Wassers vom Kliff und damit auch die Entwicklung der Kerbtäler. Durch die Wege und die hinabführenden Fussstege zerstört er das Kliff und vermindert seine Böschung. Zum Schutz des Kliffs gegen die Abrasion ist bei Utria am Fusse desselben eine einige m hohe und $^1/_2$ km lange Mauer errichtet worden. Da man sie aber in der letzten Zeit vernachlässigt hat, so ist sie zerfallen, und die Blöcke liegen auf dem Strande

zerstreut, zum Teil von den unbehindert hinabgleitenden Tonmassen bedeckt.

Das Ergebnis aller hier behandelten Vorgänge äussert sich an der Küste folgendermassen. Am Fuss des Kliffs dehnt sich ein breiter, aus Sand oder Geröll bestehender Strand aus, der sich infolge der reichlichen Sandzufuhr des Narva-Flusses gebildet hat, da Wind und Wellen den Sand aus der Mündung des Flusses längs der Küste weiter tragen. Das Kliff und die Schuttböschung sind aus diesem Grunde gegen die Abrasion geschützt und haben durch die Wirkung der subaërilen abtragenden Kräfte ein sanft geböschtes, ausgeglichenes Profil erhalten, sich zugleich mit einer dichten Vegetation überziehend. Abtragend wirkt auf das Kliff nur das fliessende Wasser, durch die Bildung und Entwicklung der Kerbtäler. Am offenen Strand ist der Wind tätig — er bedeckt den Strand mit Sand, den er von dem entblössten, dem Meere zugekehrten Rand fortträgt, und schüttet Dünen auf.

3. Talmündungen.

In den Talmündungen vereinigen sich die vorher besprochenen, litoralen Kraftwirkungen mit der erodierenden Tätigkeit des Flusses. Der Rand der Küstentafel senkt sich in zwei Stufen zum Meere; die oberste Stufe ist aus Kalksteinen aufgebaut und begrenzt die die Talmündung umgebende Stufenfläche im S; die untere Stufe besteht aus Sandstein und Ton und bildet das Küstenkliff.

Das Kliff ist durch einen breiteren, vom Fluss aufgeschütteten, sandigen Strand geschützt, weist einen Böschungswinkel von 20—35° auf und ist mit einer Pflanzendecke überzogen. Am oberen Teil des Kliffhangs sieht man stellenweise entblösste Sandsteinwände, da wo der weisse Quarzsandstein eine Neigung zur vertikalen Zerklüftung zeigt. Hier kann man auch unbedeutende Verwitterungserscheinungen beobachten. Von der Oberfläche des Sandsteins lösen sich bei abwechselndem Feuchtwerden und Austrocknen kleine Splitter oder loser Sand ab. Zugleich erweitern sich allmählich die den Sandstein durchsetzenden Klüfte, bis schliesslich ein grösserer Block sich vollständig ablöst, hinabstürzt und am Fusse des Kliffs zu kleineren Stücken oder zu losem Sande zerfällt. Die Schuttböschung des Kliffs besteht in

ihrem obersten Teil gerade aus solchem zerfallenem Schutt, während die untere Masse von blauem Ton gebildet wird. An der Oberfläche befindet sich eine dicke zersetzte Schicht, die von einer Pflanzendecke überzogen ist. Vor der Schuttböschung dehnt sich ein bis 300 m breiter Strand aus, der in der Nähe des Kliffs aus grobem, ausgewaschenem Kalkgeröll besteht, der dem Meere zugekehrte Rand des Strandes ist aber meist sandig. Am Strandstreifen können wir stellenweise beobachten, wie die Zersetzung des bodendeckenden Materials und die Dichte der Pflanzendecke von der Strandlinie nach dem Kliff zu allmählich zunimmt. Meist ist aber der unter einer Pflanzendecke liegende und von einer Verwitterungsschicht überzogene Strandteil von dem am Meere liegenden entblössten Streifen durch eine deutliche, kleine Stufe getrennt.

In der Talmündung von Purtse erhebt sich auf der Stufenfläche ein Grossrücken, der sog. Hiiemägi, dessen Nordende vom Kliff abgeschnitten wird. Da auf dem Scheitel des Hiiemägi als Erosionsreste die Kalksteine und Tonschiefer auftreten, die an anderen Stellen der Talmündung am Kliff abgetragen sind, hat sich beim Hiiemägi ein Küstentypus ausgebildet, dessen physiologische Vorgänge vollständig denjenigen der Arbeitskliffküste ähnlich sind, und mit der Physiologie der übrigen Teile der Talmündung nicht harmonieren.

Von den beiden wichtigsten grundwasserführenden Schichten der Küste findet in den Talmündungen die obere ihren Ausstrich in der die Stufenfläche umgebenden Tafelstufe, die untere Schicht aber im Küstenkliff. Beide sind wasserreich, und aus ihnen tritt eine Reihe von Quellen aus. Die Wirkung der letzteren betrachten wir gemeinsam mit derjenigen des oberflächlich abfliessenden Wassers.

Die Hauptbedeutung in der physiologischen Kraftwirkung der Talmündungen kommt dem oberflächlich abfliessenden Wasser zu. Der als Hauptstelle dieser Wirkung erscheinende Fluss erhält sein Wasser von weiteren Gebieten der Tafelfläche, die sich nicht mehr im Bereich der eben zu betrachtenden Formengruppe befinden. Hierher gehört nur der wasserreiche Unterlauf des Flusses, der auch aus der Tafelstufe und von der Stufenfläche kommendes Wasser aufnimmt. Die Stufenfläche ist im allgemeinen nach dem Meere und nach dem Fluss hin geneigt, wodurch ein Abfluss in dieser Richtung

begünstigt wird. Das Wasser stammt zum Teil von Niederschlägen, hauptsächlich aber von Quellen, die in der Tafelstufe entspringen. Die Erosion wird dadurch gefördert, dass die Stufenfläche aus wenig widerstandsfähigen Sand- und Sandsteinschichten aufgebaut ist. Das Flusstal hat sich in diese Fläche bis zu einer Tiefe von 20—30 m eingeschnitten und wird abwechselnd von steilen, entblössten Prallhängen und sanfter ansteigenden, meist mit einer Pflanzendecke überzogenen Gleithängen begleitet. An den Prallhängen rieselt das lockere, aus Sand oder Geröll bestehende Material beständig ab, und das Gehänge erhält — der Gröbe des Materials entsprechend — einen grösseren oder kleineren Böschungswinkel. Der Fluss trägt das abgebröckelte Material weiter fort und verhindert so die Bildung mächtigerer Schuttböschungen, die die Hänge vor weiterer Erosion schützen würden. Am Mündungsteil des Tales bestehen die Abhänge unten aus blauem Ton. Ausser dem ständigen Abbröckeln und Abrieseln kommen hier akute Rutschungen von grösseren Massen zustande, besonders im Frühling, wenn dass Wasser hoch steht und die Abhänge vom Schmelzwasser durchweicht sind. Zuweilen folgt der ersten Rutschung eine zweite, dritte usw., und es bildet sich ein unregelmässig abgestuftes Gehänge. Die abgerutschten Massen schütten das Flussbett zu oder engen es ein, das Wasser steigt und der Fluss beschleunigt an dieser Stelle seinen Lauf, solange bis alles im Wege liegende Material weggeführt ist. Solche Rutschungen sind vor allem in kleineren Tälern, wie in denen des Pühajõgi und der Voka, zu beobachten, da diese Täler schmäler sind und in geringerem Masse mit alten Flussablagerungen ausgefüllt sind, so dass der blaue Ton in weiterem Umfang blossliegt.

Das Flussbett ist mit grossen Wanderblöcken und grobem Kalkgeröll gefüllt; diese stammen vorwiegend aus dem Mittellauf des Flusses, wo die Gehänge aus Kalkstein bestehen. Wegen des starken Gefälles und des unebenen Bettes erhält der Flusslauf die Gestalt einer unruhigen Schnelle. Nur der Mündungsteil ist tiefer und die Strömung dort ruhiger. Im Frühling, zur Zeit des Hochwassers, werden grosse Mengen von Schotter den Fluss hinabgeführt, die die Talsohle zuschütten und im Sommer über dem Flussspiegel in Gestalt langer, flacher Inseln zum Vorschein kommende Schotterbänke bilden.

In der Flussmündung kämpft die anschwemmende Tätigkeit

des Flusses mit der am Strande wirkenden Brandung. Das Ergebnis dieses Gegenwirkens ist die Bildung eines Deltas. Der über das Wasser ragende Teil desselben stellt eine unregelmässige Anhäufung von Sand- und Geröllwällen und Bänken dar, welche sich zu beiden Seiten der Flussmündung gruppieren. Wegen der vorherrschenden westlichen und nordwestlichen Richtung der Winde und der Brandung ist der westliche Teil des Deltas mächtiger und besser ausgebildet und drängt die Flussmündung weiter nach E. Je kleiner und schwächer der Fluss ist, desto länger sieht man ihn, von den westlichen Deltawällen eingedämmt, der Strandlinie entlang laufen, bis er schliesslich an einer niedrigeren Stelle den Eintritt ins Meer findet (vgl. Fig. 4, 5, 6 u. Abb. 14).

Die kleinen, von der Tafelstufe und von der Stufenfläche kommenden Nebentäler beginnen mit schmalen, in den sandigen Boden eingeschnittenen Rinnen. Diese vertiefen sich aber rasch, sowie sie dem Fluss oder Meere näher kommen, und durchsetzen schliesslich das Kliff oder die Gehänge des Haupttals als enge, klammartige Kerbtäler. In der Mündung der in das Kliff eingeschnittenen Täler haben sich meist regelmässige Schwemmkegel ausgebildet, während die Erosion des Flusses ein Entstehen derselben an den Talhängen verhindert. Die Entwicklung der Kerbtäler fördern nicht nur die längs denselben fliessenden Bäche, sondern auch grössere Regengüsse und das Schmelzwasser im Frühling.

Die Stufenfläche besteht an der Oberfläche freilich aus losem Sand, ist aber mit einer dichten Pflanzendecke überzogen. Dadurch ist dem Wind die Wirkungsmöglichkeit genommen, die auch noch durch die reichliche Befeuchtung der Stufenfläche geschwächt wird. Nur unten am Strandstreifen, an Stellen, die eine mangelhafte Pflanzendecke besitzen oder vollständig bloss liegen, findet man vom Winde aufgeschüttete, flache Dünen.

Kurz zusammengefasst, zeigt sich an den Talmündungen folgendes Zusammenwirken physiologischer Kräfte. Bei den Talmündungen ist der obere, aus Kalkstein bestehende Teil des Tafelrandes abgetragen worden (der Hiiemägi von Purtse bildet eine Ausnahme, indem er einen Erosionsrest darstellt). Dadurch ist der unter dem Kalkstein liegende, weniger widerstandsfähige Sandstein blossgelegt worden. Die aus Sandstein bestehende Stufenfläche und das Küstenkliff werden durch die Erosion des

fliessenden Wassers, in Gestalt des Flusses und seiner Nebenbäche, stark angegriffen. Diese Bäche werden hauptsächlich von den Quellen gespeist, welche an der die Stufenfläche umgebenden Tafelstufe austreten. Das Kliff ist vor der Abrasion durch die reichliche Schuttzufuhr des Flusses geschützt und hat eine Ruheform angenommen. Es wird nur durch die Erosion des oberflächlich abfliessenden Wassers allmählich zerstört. Am sandigen Strand kann man eine schwache Wirkung des Windes wahrnehmen.

4. Tafelflachland.

Da das Tafelflachland ein äusserst flaches Relief und einen homogenen, harten Kalksteinuntergrund besitzt, ist hier die Wirksamkeit der Kräfte bloss eine schwache und langsame, und das Ergebnis derselben kaum wahrnehmbar. Es fehlt hier die Erosion des fliessenden Wassers und die die Bodenversetzungen fördernden grossen Böschungswinkel, ebenso die grösseren blossliegenden Flächen, welche den Angriff des Windes ermöglichen könnten usw.

Das an den ebenen und schwach geneigten Flächen allmählich sich ansammelnde Verwitterungsmaterial bleibt an Ort und Stelle liegen und bildet den Verwitterungsboden. Auf dem direkt an der Erdoberfläche anstehenden Kalkstein hat sich ein bräunlichgrauer, steinreicher, lehmiger Skelettboden gebildet, dessen Mächtigkeit sehr gering ist, 30—50 cm. Für die Moränengebiete ist ein harter, lehmiger, dunkelgrauer Boden charakteristisch. Der weite Flächen einnehmende Sand und die vom Wasser bearbeitete, sandige Moräne weisen schwach entwickelte, undeutliche Podsolböden auf. Geringe Bodenversetzungen kommen nur an Stellen mit grösseren Böschungswinkeln vor, so an den Tafelstufen, den Abhängen mancher steilerer Erhebungen usw. Aber auch hier kommen sie erst unter Beihilfe des oberflächlichen und Grundwassers zustande, wovon später die Rede sein wird.

Die den Untergrund des Flachlandes bildenden Kalksteine sind wohl an und für sich undurchlässig, aber das sie durchdringende dichte Netz von Vertikalklüften macht sie bis zu einem gewissen Grade durchlässig. Undurchlässige Schichten sind die Tone und Tonschiefer, die unter den Kalksteinen liegen,

am Nordrande der Tafel in einer Tiefe von 10—15 m. Die Schichten zeigen ein allgemeines schwaches Fallen nach S, wodurch der Austritt des Grundwassers am Kliff verhindert, und das Ansammeln des Wassers an niedrigeren eingesenkten Teilen der Tafelfläche begünstigt wird. Dennoch ist das Fallen der Schichten ein so geringes und der Zudrang des Wassers so gross, dass auch am Kliff reichlich Quellen vorhanden sind. Dasselbe gilt auch für die nach N gerichteten Tafelstufen, wo die undurchlässigen Schichten ihren Ausstrich finden. Die auf einem höheren Niveau liegende Tafelstufe zwischen Järve und Jõhvi besteht nur aus durchlässigen Kalksteinen und ist deshalb auch wasserarm.

Bei den Austrittsstellen des Grundwassers aus den Tafelstufen ist der Boden durchweicht und rückt langsam abwärts, kleine Vertiefungen hinterlassend. Das ausdringende Wasser führt das feinere Material mit sich fort und setzt es als dünne Schicht am Fuss der Stufe ab. Die wasserreicheren Bäche breiten das feine Material noch über weitere Flächen aus. Die so entstandene kleine Vertiefung vergrössert an dieser Stelle den Böschungswinkel des Hanges und begünstigt das Abgleiten des losen Bodens. Die Vertiefung füllt sich teilweise an, wird wieder von neuem ausgewaschen, und so wandert der lose Verwitterungsstoff ständig längs der sanft ansteigenden Abhänge hinab, deren Böschungswinkel verringernd und deren Fuss zuschüttend.

Das oberflächlich abfliessende Wasser. Das allgemeine Fallen der Schichten und damit auch der Tafelfläche nach S verhindert auch den Abfluss des Oberflächenwassers vom Nordrande der Tafel zum Strande. Aus diesem Grunde verlaufen die kleineren Flüsse und Bäche der Tafelfläche im allgemeinen parallel mit den Tafelstufen von W nach E oder mit einer geringen Ablenkung nach SW und SE (die Bäche von Koljala, Varja und Mägara, der Oberlauf des Pühajõgi). Diese kleinen Wasserläufe vereinigen sich an den niedrigeren, eingesenkten Stellen der Tafelfläche zu Flüssen, welche durch die gegen das Meer geöffnete Mündung der Einsenkungen ins Meer abfliessen. In die Flüsse ergiesst sich nicht allein das auf der Tafelfläche sich ansammelnde Wasser, sondern sie werden auch von einem weiter im S ausserhalb des Bereichs der Küstentafel liegenden Sammelgebiet gespeist.

Das Gefälle der Flüsse im Bereich des Tafelflachlandes ist im allgemeinen ein sehr geringes, wie man aus folgenden Angaben ersieht:

	Länge des Flusses im Bereich des Tafelflachlandes km	Allgemeines Gefälle m	Mittleres Gefälle m/km
Koljala-Erra . . .	23,7	22	0,93
Uuemõisa-Fluss . .	6,4	5,3	0,83
Purtse-Fluss . . .	13,1	17	1,30
Varja-Bach . . .	4,3	8,5	1,98
Roodu-Bach . . .	31,9	33	1,03
Pühajõgi	25,2	34	1,35
Mägara-Bach . . .	13,0	12,8	0,99
Kose-Bach	10,5	20	1,90
Sõtke-Fluss . . .	5,8	8,5	1,46

Kleinere Bäche, wie Koljala, Roodu, Mägara und der Oberlauf des Pühajõgi, fliessen träge und stark mäandrierend in den niedrigen, flachen Muldentälern. Wo der Kalksteingrund der Oberfläche nahe liegt, ist das Flussbett sehr flach (die Tiefe kann nur einige dm betragen). An den niedrigen, kaum 1 m über die Wasserfläche sich erhebenden, sanft ansteigenden Ufern treten die verwitterten Kalkfliesen zutage. Einen solchen Typus repräsentieren die Bäche Koljala und Mägara, bei den gleichnamigen Dörfern, und der Kose-Bach beim Gut Kose. In sandigem oder Torfboden ist das Flussbett tiefer (0,5—2 m) und hat einen schlammigen Grund. Die Ufer sind, wenn auch niedrig, so doch steil, stellenweise sogar überhängend. In der Nähe des Wasserspiegels wird das Ufer ausgehöhlt, während der obere, vom Geflecht der Gräser zusammengehaltene Teil über dem Wasser hängen bleibt, bis er schliesslich auch ins Wasser sinkt und allmählich weggespült wird. Dann beginnt der gleiche Erosionsvorgang von neuem. Diesen Typus stellen der sich in der Mitte des Hiie-Morast schlängelnde Roodu-Bach und der Oberlauf des Pühajõgi dar.

In den beiden angeführten Fällen schreitet vor allem die Seitenerosion fort. Durch die Schlingenbildung der Bäche wird die Erdoberfläche allmählich geebnet und abgetragen, und es bilden sich schliesslich breite, äusserst flache Sohlentäler mit sanft ansteigenden Hängen. Ein solches sehen wir besonders

deutlich am Pühajõgi neben der Landstrasse zwischen Jõhvi und Voka ausgebildet.

Rascher und intensiver arbeitet die Erosion in den Tälern grösserer Flüsse. Das Gefälle der Flüsse, von dem wir oben berichteten, ist nicht für den ganzen Verlauf derselben gleich, sondern es ist kleiner im S, am Oberlauf der Flüsse, und grösser im N, am Unterlauf. In derselben Richtung werden die Täler auch tiefer, da die Tafelfläche dem Flussgefälle entgegen nach N zu ansteigt.

Die Täler sind in den Kalksteinuntergrund eingeschnitten, an dessen Stelle zuweilen alte fluviale Ablagerungen in Gestalt von Sand und Geröll treten. Die Widerstandsfähigkeit des Kalksteins wechselt, ist aber im allgemeinen verhältnismässig gross. Die Erosion schreitet langsam fort, und die Flüsse mäandrieren schwach. Ihr Verlauf ist entweder geradlinig oder zickzackartig. Im S, wo das Gefälle des Flusses geringer und das Tal selbst flacher ist, ist auch die Erosion am geringsten. Der Fluss läuft träge zwischen den sanft ansteigenden Ufern (Böschungswinkel 10—25°), die durchweg mit Gras und Gesträuch bedeckt sind und nur hier und da in der Nähe der Wasserfläche graue Kalksteinentblössungen zeigen (Abb. 12). Von diesen bröckelt allmählich feiner Gesteinschutt ab, der vom Fluss ständig weggeführt wird. Grössere Veränderungen werden zuweilen vom Frühjahrseisgang und Hochwasser verursacht; dann stürmen die Eisschollen mit Schwung und Kraft gegen die Ufer, reissen von den Abhängen den schützenden Rasen ab und brechen sogar grössere Kalksteinschollen los.

Indem die Flüsse sich dem nördlichen Rand der Küstentafel nähern, nimmt ihr Gefälle und die Tiefe der Täler zu. Zugleich kann man eine kräftigere und lebhaftere Erosionstätigkeit beobachten. Der untere Teil der Talhänge wird vom Flusse schon dermassen angegriffen, dass die Abhänge steiler, stellenweise fast senkrecht und sogar überhängend werden. Zuletzt verliert dieser obere Teil des Hanges seinen Halt und stürzt in grossen Schollen hinab. Am Fusse der Abhänge bilden sich auf diese Weise chaotische Schutthalden, auf welche der Fluss nun seine abtragende Kraft richtet. Sind sie fortgeführt, so beginnt das Spiel von neuem.

Je nach dem Untergrund nehmen die Abhänge das eine oder das andere Profil an. Bei den dickbankigen, harten Kalk-

steinen (Glaukonitkalkstein, der obere Teil der Tallinna-Stufe) besitzen die Abhänge die Gestalt einer mehr oder weniger ebenen, senkrechten Wand, während sie bei dem weichen und schiefrigen Untergrund äusserst uneben sind und Einschnitte, Kehlen, karniesartig vorspringende Teile usw. aufweisen. Das Sõtke-Tal zwischen der Eisenbahn und dem Dorf Sõtke hat eine eigenartige Gestalt, indem der Talgraben oben schmal, in der Nähe des Flussspiegels aber weit ausgehöhlt ist, so dass die oberen Teile der Hänge dachartig herüberragen.

Die Nebenbäche, die in ein solches steilhängiges Tal münden, finden eine steile Stufe vor sich, von der sie in Gestalt eines Wasserfalls hinabstürzen. Allmählich wird der obere Teil der Stufe abgetragen, die senkrechte und wagerechte Zerklüftung des Untergrundes verhindert aber, dass sich statt ihrer eine geneigte Fläche bildet, sondern es entsteht etwas weiter von der Talmündung eine neue, kleinere Terrasse. Der Mündungsteil des Nebentals erhält auf diese Weise ein steiles, stufenförförmig absteigendes Profil (z. B. das Tal des Aluoja-Baches in der Nähe des Gutes Pühajõe, Abb. 15). Dieser Mündungsteil wird schliesslich bis zur Tiefe des Haupttals eingeschnitten, während der in Stufen abfallende Schluss des Nebentals immer weiter zurückschreitet. So entsteht neben dem Haupttal eine von diesem sich abzweigende Ausbuchtung, die fast ebenso breit und tief ist wie das Haupttal selbst, doch sehr wasserarm (z. B. die westlichen Nebentäler des Sõtke-Tals). Im Sommer trocknen diese Nebentäler oft fast ganz aus, im Frühling aber braust in ihnen das Schmelzwasser, das in schäumenden Kaskaden das stufige Bett hinabstürzt. Landschaftlich gehören diese Täler zu den interessantesten Plätzen unseres Gebiets.

Wo die Talhänge aus losem Material bestehen, schlängelt sich das Tal beträchtlich stärker und weist abwechselnd steile, entblösste Prallhänge und sanfter geböschte, mit Vegetation bedeckte Gleithänge auf. Der Pühajõgi in seinem Mittellauf, zwischen der Lagedi-Mühle und dem Gut Pühajõe, fliesst gerade in einem solchen Tal, das sich in die mächtigen fluvialen Sandablagerungen eingeschnitten hat. Mehrere kurze, steil abfallende Kerbtäler durchsetzen die Abhänge des Haupttals.

Von den Karsterscheinungen, die auf dem Tafelflachland an einigen Stellen zum Vorschein kommen, wird unten gesondert die Rede sein.

Die Tätigkeit des Windes äussert sich auf dem Tafelflachland nirgends in nennenswerter Weise, da der Untergrund und meist auch die Bodendecke ein festes Gefüge besitzen und ausserdem noch von einer dichten Pflanzendecke geschützt werden.

Der Mensch zieht Gräben zur Entwässerung der feuchten Gegenden, richtet und lenkt den Lauf der Bäche und ändert dadurch den natürlichen Erosionsgang, befestigt stellenweise die erodierten Abhänge und füllt die Schlüsse der Kerbtäler mit Steinen aus, damit diese sich nicht weiter entwickeln können. Weiter ändert er auch direkt das Relief der Erdoberfläche, indem er neue künstliche Erhebungen und Hohlformen in Gestalt von Wegdämmen und Einschnitten, Befestigungswällen und Gräben, Steinbrüchen, Sand- und Kiesgruben usw. schafft. Zu Bauten wird der auf der Erdoberfläche anstehende, härtere, dickbankigere Kalkstein verwandt (der untere Teil der Tallinna-Stufe und die Aseri-Stufe), den man mehr von der Oberfläche, wenig in die Tiefe dringend, von einer weiten Fläche bricht. Aus diesem Grunde sieht man die Steinbrüche am häufigsten im Bereich der erwähnten Kalksteinstufen. Grössere Steinbrüche sind diejenigen der Zementfabrik von Aseri und die Brüche von Lüganuse, Toila und Vaivaru. Kies- und Sandgruben sehen wir vor allem im Bereich der alten Strandbildungen und in den Gegenden mit einer steinreicheren Moränendecke. Die grösste von ihnen ist die Kiesgrube im alten Strandwall zwischen Aa und Saka.

5. Die Grossrücken der Tafelfläche.

Die Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge, die sich im östlichen Teil der Küstentafel erheben, unterscheiden sich durch ihre Höhe und die steilen Abhänge von dem sie umgebenden Tafelflachland. Ihnen ist dadurch auch eine besondere physiologische Kraftwirkung eigen. Daraufhin hat man Grund sie gesondert zu besprechen.

Die nördlichen steilen Hänge der Rücken ähneln in ihrer Gestalt wie auch in ihrer Physiologie sehr dem Ruhekliff. Der Böschungswinkel ist stellenweise noch grösser als am Kliff, und deshalb kommt auch ein lebhafteres Ausrieseln des Materials zustande. Der Scheitelteil der Rücken besteht in einer Mächtigkeit von mehreren m aus losem Material — Moräne (Vaivaru) oder Strandgeröll (Laagna). Am Rande der Steilwand hat diese

lose Schicht einen ihrer Konsistenz entsprechenden Böschungswinkel (10—35°) angenommen und rieselt bei jeder geringen Gleichgewichtsstörung ab. Ursachen dafür können die Regengüsse, das Schmelzwasser, das Zufrieren, die Tiere und Menschen sein. Auch die losen Kalksteinschollen, die die Hauptmasse der Erhebungen bilden, sind in einem gewissen Grade beschädigt und gelockert und zerfallen leichter als die am Kliff anstehenden, festen Schichten des Untergrundes. Das ausgerieselte Material hat am Fusse der Steilhänge regelmässige Schuttböschungen gebildet. Auf diesen stehen die Bäume in dichten Gruppen, der Boden zwischen ihnen ist aber meist unbewachsen. Unter Einwirkung des oberflächlich abfliessenden Wassers geht hier ein ständiges Abwärtsrücken des Bodens vor sich, das zuweilen die Gestalt akuter Rutschungen und Schlipfe annehmen kann.

Die südlichen Hänge der Rücken sind beträchtlich sanfter geböscht. Hier ist vor allen Dingen das Oberflächenwasser tätig, indem es sich nach jedem Regenguss in kleinen Wasserrinnen sammelt und teils die angelegten Gräben, teils aber die natürlichen Einsenkungen der Erdoberfläche benutzend von den Abhängen hinabfliesst, Sand und Erde mit sich führt und diese am Fuss der Erhebungen wieder ablagert. Die Wirkung des Wassers wird noch dadurch gesteigert, dass die südlichen Abhänge bebaut werden, und damit eine mangelhafte, zeitweilig vollständig fehlende Pflanzendecke besitzen.

Die Tätigkeit des Menschen kommt besonders in den Vaivaru'schen Bergen in Gestalt der zahlreichen Befestigungsgräben, die den Scheitel und die Hänge der Erhebungen durchkreuzen, zum Ausdruck. Zwischen dem westlichen Rücken, dem „Tornimägi", und der Eisenbahn befindet sich eine grosse verlassene Kiesgrube. Diese hat die Gestalt des südlichen Hanges der Erhebung und der sich von hier bis zur Vaivaru-Kirche ausdehnenden niedrigen Schwelle stark verändert.

6. Der Karst.

Wie schon bei der Betrachtung der Grundwasserverhältnisse des Tafelflachlandes erwähnt wurde, wird die Durchlässigkeit des Kalksteinuntergrundes besonders durch das System der Vertikalklüfte gesteigert. Eine Vorbedingung für einen grösseren

Gehalt an Wasser und dessen freiere Zirkulation ist aber das Vorhandensein auch horizontaler Klüfte zwischen den Schichten des Untergrundes. Wo der Kalkstein weicher und schiefriger ist und reichlich tonige und mergelhaltige Zwischenschichten enthält, die leicht ausgewaschen werden können, dort fängt das zirkulierende Kluftwasser auch an zu erodieren und ruft die Karsterscheinungen hervor. Indem die weichen, tonigen und mergeligen Bestandteile ausgewaschen werden, sinken die übrig gebliebenen Kalksteinteilchen zusammen und bilden so Hohlräume, die sich allmählich vergrössern. Die Löslichkeit des Kalksteins im Wasser kann dazu noch beitragen, doch ist sie von nebensächlicher Bedeutung, da der Kalkstein hier meist dolomitisch und schwer löslich ist.

Solche Karsterscheinungen treten an einigen Stellen der Küstentafel auf, am verbreitetsten westlich vom Purtse-Fluss, zwischen Püssi und Erra. Hier stehen an der Oberfläche die oberen Schichten der Tallinna-Stufe an, die ein besonders lockeres und schiefriges Gefüge haben. Die Karsterscheinungen scheinen auch in den anderen Gegenden Nordestlands mit diesem Teil des Kalksteingrundes verbunden zu sein, doch sieht man sie ebenso im Bereich anderer Stufen. Ausser den Eigenschaften des Untergrundes werden hier wahrscheinlich auch die Wassermenge, die Neigungsverhältnisse, die Zerklüftung, vielleicht auch geringe Dislokationen usw. massgebend sein.

Die Karsterscheinungen von Püssi-Erra haben schon seit langem das besondere Interesse der in Estland arbeitenden Geologen (Eichwald, Schmidt u. a.) erweckt. Als äussere Karstformen sehen wir hier durch das Einstürzen der oberen Schichten des Untergrundes entstandene Schüsseln, Trichter und Wannen von unregelmässigem Grundriss, die den Dolinen der bekannten Karstgebiete entsprechen. Ihnen gesellen sich noch breite Spalten und Löcher in der ebenen Kalksteinfläche und trockene, blind endende Täler bei, auf deren Grund sich wiederum teils trockene, teils mit Wasser angefüllte Trichter, Löcher und Spalten befinden. An der Ausbildung aller dieser Formen hat sich ausser dem Grundwasser in grossem Masse auch der Erra-Fluss beteiligt, welcher in der Nähe des Gutes Erra in den Spalten und Löchern des Untergrundes verschwindet und seinen Lauf als unterirdischer Fluss fortsetzt. Nur zur Zeit des Hochwassers setzt er seinen oberirdischen Lauf in einem der

vorher erwähnten trockenen Täler fort. Der unterirdische Fluss scheint sich in zahlreiche Spalten und Hohlräume zu ergiessen, welche auf der Erdoberfläche durch die zerstreuten Einsturzstellen markiert werden. Der Austritt eines unterirdischen Wasserlaufes wird vom Volk sogar in dem ungefähr 2,5 km weiter im N befindlichen Kääniku-Bach angenommen, dessen unebenes, mit trichterförmigen Vertiefungen und Löchern übersätes Bett freilich demjenigen der Karsttäler sehr ähnlich ist. Ausserdem soll dort der Bach im Frühling ausserordentlich viel Wasser führen, den Ursprung desselben kann man aber in der Umgegend nicht sehen. So ist dessen Zusammenhang mit dem unterirdischen Teil des Erra-Flusses recht wahrscheinlich.

Ein Teil der Karstformen zwischen Erra und Püssi befindet sich schon in einem älteren Entwicklungsstadium, indem sie von einer dichten Pflanzendecke überzogen und zum Teil mit verwittertem und angeschwemmtem Material angefüllt sind. Solchen Charakter trägt ein kleines, gewundenes Tal im SW vom Gut Püssi, das mit einem blinden Schluss beginnt und von W kommend in das Purtse-Tal mündet. Ein Teil der Karstformen zeigt aber frische Spuren des Einstürzens, sie liegen zum Teil bloss und stehen in Verbindung mit unterirdischen Gängen, da sie in wechselnder Menge Wasser führen. Hierher gehört vor allem das lange, gewundene Tal zwischen Lüganuse und Erra, das zur Zeit des Hochwassers dem Erra-Fluss als Abflussweg dient.

Der westliche Nebenbach des Pühajõgi — der Mägara-Bach — weist in seinem Unterlauf, in der Nähe des Gutes Pühajõe (hier Sepa- oder Aluoja genannt) ebenfalls Karsterscheinungen auf, die mit den eben beschriebenen übereinstimmen. Diese befinden sich aber nicht im Bereich der oberen Schichten der Tallinna-Stufe, sondern in der viel härteren und festeren Aseri-Stufe. Für das Zustandekommen der Karsterscheinungen sind hier wahrscheinlich irgendwelche andere Gründe massgebend gewesen. Der Fluss, der sich inmitten der ebenen Wiesen mit einer sandigen Bodendecke ruhig dahinschlängelt, schneidet sich in der Nähe des Pühajõgi in den Kalksteingrund ein, und das Flussbett nimmt zugleich eine unebene, stufige Gestalt an (Abb. 15). In dem Flussbett beginnen hier die für Karsttäler charakteristischen Trichter, Löcher und Spalten aufzutreten. Die Strömung wird immer schwächer, bis sie schliesslich in einer trichterförmigen

Vertiefung vollständig versiegt. Weiter setzt sich das trockene Flussbett fort, das nur zur Zeit des Hochwassers Wasser führt. Der Mündungsteil des Tals fällt in mehreren übereinander liegenden, steilen Terrassen zum Pühajõe-Tal ab. Das unter der Erde verschwundene Wasser kommt hier aus den Klüften zwischen den Kalksteinschichten wieder zutage. Während seines unterirdischen Laufes hat es sich abgekühlt und ist reiner geworden. Es wird hier als Trinkwasser gebraucht.

Ganz in der Nähe des Gutes Pühajõe befindet sich in dem steilen, aus Kalkstein bestehenden Talhang eine besonders wasserreiche Quelle, die wahrscheinlich in Verbindung mit dem unterirdischen „Aluoja" steht.

Die Entwicklung der Karstformen der eben besprochenen Gegend schreitet allen Anzeichen nach in folgender Weise fort. Das zirkulierende Grundwasser erodiert den ton- und mergelhaltigen, stark zerklüfteten, lockeren Kalkstein, so dass sich grössere und kleinere Hohlräume bilden und die Klüfte erweitert werden. Aus dem an dieser Stelle hinziehenden Fluss gelangt ein Teil des Wassers durch die Spalten in die unterirdischen Höhlungen und setzt die Erosion derselben mit immer zunehmenden Wassermengen fort. Schliesslich erweitern sich die unterirdischen Gänge so, dass sie im Sommer sämtliches Wasser des Flusses in sich aufnehmen können. An den stark unterhöhlten Stellen fallen die deckenden Kalksteinschichten ein, und an der Erdoberfläche bilden sich kleine geschlossene Hohlformen von verschiedenster Gestalt. Ein Teil der unterirdischen Höhlungen und Gänge verstopft sich durch das angeschwemmte Material. Die sich über diesen Gängen an der Oberfläche befindenden Vertiefungen überziehen sich dann mit einer Pflanzendecke und werden allmählich ausgefüllt und eingeebnet.

IV. Die Entstehung und Entwicklung der Oberflächengestaltung.

Durch die eingehende Betrachtung der physiologischen Kraftwirkung in der Oberflächengestaltung wird uns klar, welche Formen und welche Züge der Oberflächengestaltung Ergebnisse des in der Gegenwart sich abspielenden Zusammenwirkens der Kräfte und der Objekte sind — die harmonischen Formen —, und welche Formen im Gegensatz zu diesen stehen, indem sie anderer Verhältnisse und Beziehungen von Kräften und Objekten zu ihrer Bildung bedürfen — die disharmonischen Formen. Die letzteren können entweder der Jetztzeit angehören, aber Ergebnisse einer Wirkung fremder Kräfte sein, die dem in Frage stehenden Gebiet fehlen — Fremdlingsformen —, oder sie können Ergebnisse der physiologischen Kraftwirkung einer vergangenen Zeitperiode, d. h. Vorzeitformen sein[1]).

Die Kenntnis des gegenwärtigen Zustandes und des Entwicklungsganges der harmonischen Züge, welche sich beide durch die physiologische Zusammenwirkung der Kräfte erklären lassen, genügt nicht zu einem vollen Verständnis der Formen und der Oberflächengestaltung überhaupt, sondern man muss sich auch darüber klar werden, in was für einem Zustand sich die harmonischen Züge befanden, bevor noch die gegenwärtigen Kräfte zu wirken begannen, und was für Gründe und Verhältnisse für

1) Die hier nach Granö angewandte Terminologie unterscheidet sich einigermassen von derjenigen Passarges (Grundlagen der Landschaftskunde III, S. 100—102). Granö teilt die Formen zuerst in harmonische und disharmonische, die letzteren wiederum in Fremdlings- und Vorzeitformen ein. So würden die harmonischen Formen den „rezenten Heimatsformen" Passarges, die Fremdlingsformen den „rezenten Fremdlingsformen" und die Vorzeitformen den „vorzeitlichen Heimats- und Fremdlingsformen" Passarges entsprechen.

die Bildung disharmonischer Formen massgebend gewesen sind. Mit anderen Worten — man muss in dem zu behandelnden Gebiet den Wechsel physiologischer Kraftwirkungsperioden, die Gründe und Voraussetzungen für das Zustandekommen dieser Perioden, und deren Folgen klarlegen. Das alles nennen wir die genetische Betrachtung der Oberflächengestaltung.

Davis u. a. haben die Kraftwirkungsperiode Zyklus genannt und verstehen darunter vor allen Dingen die Abtragungs- und Ablagerungsprozesse. Der hier angewandte Begriff der Kraftwirkungsperiode ist ein weiterer und umfasst das gesamte physiologische Zusammenwirken der Kräfte und Objekte. Der vorangegangene Abschnitt dieser Schrift z. B. hat die Behandlung der rezenten Kraftwirkungsperiode zum Gegenstand.

Es fragt sich: wie weit in die Vergangenheit reichende Kraftwirkungsperioden kann und braucht der Geograph zu berücksichtigen, ohne in das Gebiet der historischen Geologie überzugehen? Jedenfalls nicht weiter, als es zur Erklärung der gegenwärtigen Oberflächengestaltung notwendig ist, das wäre bis zu der Kraftwirkungsperiode, bis zu welcher die disharmonischen Formen oder der Ursprung der harmonischen Formen reicht.

Granö hat vorgeschlagen[1]), als den Grenzpunkt zwischen den geographischen und historisch-geologischen Betrachtungen den Zeitmoment anzunehmen, in welchem der Mensch oder die vom Menschen geschaffenen Formen in der Landschaft aufzutreten beginnen, weil die Geographie, nach der Auffassung von Granö, gerade die sinnlich wahrnehmbare Umwelt des Menschen zum Gegenstand hat.

Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes ist in weitem Masse disharmonisch. Zu den disharmonischen Vorzeitformen gehört die stufige Gestalt der Tafelfläche (Tafelstufen), die breiten Trichtermündungen der Täler und die geschlossenen Erhebungen auf der Tafelfläche, weil es in der Jetztzeit an Kräften und Zuständen fehlt, welche diese Formen zustande bringen könnten. Die gegenwärtigen Kräfte arbeiten sogar in der Richtung der Verflachung und Einebnung

1) J. G. Granö, Maantieteen rajat. (Die Grenzen der Erdkunde). „Terra" 1925 № 3—4, Helsinki (Helsingfors), S. 154.

der Formen. Die Küste ist in ihren allgemeinen Zügen harmonisch, ist aber nur unter gewissen Voraussetzungen und im Laufe des langen Entwicklungsganges dazu geworden. Jede der wechselnden Kraftwirkungsperioden hat ihre Spuren hinterlassen.

Geologische Untersuchungen haben erwiesen, dass in der Umgegend der Ostsee, wozu auch das nordostestländische Küstentafelland gehört, eine Reihe von Kraftwirkungsperioden, vor allem von den Klima- und Niveauschwankungen abhängend, aufeinander gefolgt sind. Die präglaziale Periode, die den Übergang vom Tertiär zum Quartär darstellte, wich der glazialen Periode, welcher die spätglaziale und die postglaziale Periode folgte. Die letztere umfasst auch die rezente Zeit.

Den hier angeführten Benennungen geben die verschiedenen Autoren ein wenig abweichende Bedeutungen [1]). Im Vorliegenden sind nur die Zustände im Auge behalten, die in NE-Estland geherrscht haben. Präglazial nennen wir die Periode bis zum Erscheinen des Randes des vorstossenden Landeises auf dem nordostestländischen Tafelland. Die dann beginnende glaziale Periode dauert bis zur Befreiung des Gebietes vom Landeis. Zu dieser Periode gehört die Zeit der maximalen Vereisung wie auch die Zeit der jüngeren baltischen Glaziation, da unser Gebiet sich im Lauf der beiden Perioden wahrscheinlich unter einer ständigen Eisdecke befunden hat. Von den Interglazialzeiten gibt es keinerlei Spuren.

Zwischen der spät- und der postglazialen Periode fehlt eine schärfere Grenze. Annähernd könnte man die Übergangszeit zwischen der Ancylus- und der Litorina-Periode für die Grenze halten, diese würde dann ungefähr mit dem Anfang der postglazialen Zeit G. De Geer's zusammenfallen (vor ungefähr 8700 Jahren). Unsere spätglaziale Zeit würde dann die finiglaziale und den grössten Teil der gotiglazialen Zeit G. De Geer's umfassen (zusammen ungefähr 5000—7000 Jahre). Die Dauer der glazialen Zeit ist nicht näher bekannt.

Im allgemeinen betrachtet, verschlechterte sich das Klima und das Meeresniveau stieg von der präglazialen bis zur glazialen Periode, nach dieser machte sich der umgekehrte Verlauf

1) Vgl. G. De Geer, Förhistoriska tidbestämningar. „Ymer" 1925 № 1, Stockholm und R. Lidén, Sver. Geol. Unders., Ser. Ca, № 9, 1913, Stockholm.

bemerkbar. Die physiologische Kraftwirkung gestaltete sich diesen klimatischen und Niveauverhältnissen entsprechend. Die gegenwärtigen Zustände haben diejenigen der präglazialen Zeit noch nicht erreicht. Das Klima der Gegenwart ist noch kühler als dasjenige der präglazialen Periode und das Meeresniveau ein wenig höher.

Die Einteilung der Formen in harmonische, disharmonische, Fremdlings- und Vorzeitformen gibt uns noch keinen Aufschluss darüber, in welche Kraftwirkungsperiode ihre Bildung oder ihr Ursprung eigentlich fallen. Dazu müssen wir erst versuchen, die Zustände und Kraftwirkungen (das sind die allgemeinen und die lokalen Kräfte, die Objekte und ihr Zusammenspiel), die in den verschiedenen Perioden geherrscht haben und zur Entfaltung gelangt sind, eingehender zu analysieren und die Bildungsmöglichkeiten der in Frage kommenden Formen deduktiv zu untersuchen. Wir fangen mit der ältesten — der präglazialen Periode an.

1. Die präglaziale Periode.

Unsere Kenntnisse über diese Periode sind dermassen mangelhaft, dass wir uns mit den allgemeinsten Auskünften zufrieden geben müssen. Vom Klima des Ostseegebiets und Nordeuropas überhaupt nimmt man allgemein an, dass das anfangs tropische Klima vom Spätmesozoikum bis zum Beginn der Eiszeit allmählich in ein polares Klima übergegangen ist. Passarge schreibt darüber[1]: „Bereits während des Mesozoikums und dann während der Tertiärzeit hat eine beständige Verschiebung der Klimagürtel in dem Sinne stattgefunden, dass die Nordpolargebiete von tropischem zu subtropischem, zu gemässigtem und kaltem Klima übergingen. Europa machte den gleichen Wandel durch."

Köppen und Wegener[2]) nehmen die Lage des Nordpols im Miozän auf 75° N und 150° W und zu Beginn des Quartärs auf 70° N und 60° W an. Dementsprechend wäre Nordestland im Miozän auf 45° N und im Anfang des Quartärs auf 50° N Breite gelegen gewesen und hätte ein Klima gehabt, das dem heutigen Klima von Süd- resp. Mitteleuropa ähnlich war. Wegen des

1) Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 106.

2) W. Köppen und A. Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, 1924.

niedrigeren Meeresniveaus und der weiteren Ausdehnung des Festlandes war das Klima vielleicht ein wenig trockener und wies einen mehr kontinentalen Charakter auf. Allgemein genommen, gelangten solche Kräfte und Vorgänge zur Entfaltung, wie wir sie auch heute noch in Mittel- und Ost-Europa beobachten können — Temperaturschwankungen, Verwitterung, Regen, Oberflächen- und Grundwasser, Wind, an der Küste die Abrasion, im Winter — Schnee und Eis. Der Boden war mit einer dichten Pflanzendecke überzogen.

Von dem Aufbau und den Abdachungs- und Höhenverhältnissen, d. h. von dem Stand des Meeresniveaus, hing es ab, welche Formen sich unter dem Einfluss aller dieser Kräfte herausbildeten. Da auf der Ostbaltischen Sedimenttafel nach dem Paläozoikum keinerlei Dislokationen stattgefunden haben, ist die Zusammensetzung und der Bau der nordostestländischen Küstentafel im Präquartär im allgemeinen dem heutigen gleich gewesen. Der silurische Schichtenkomplex könnte vollständiger gewesen sein, und vielleicht erstreckte sich der nördliche Rand des Devonsandsteins bis hierher. Man kann das annehmen, wenn man das Mass glazialer Denudation in Betracht zieht. Die Schichten des Untergrundes besassen wahrscheinlich ein wenig grösseres Fallen nach S als jetzt, da die postglaziale Hebung von Zentralfennoskandia noch nicht zum Schluss gekommen ist.

Am meisten hypothetisch bleiben die Annahmen über den damaligen Stand des Meeresspiegels. Im allgemeinen wird angenommen, dass das nordeuropäische Vereisungsgebiet vor der Ausbreitung des Landeises höher gelegen war als heute. Wenn man annimmt, dass der Finnische Meerbusen dann schon vorhanden war, so konnte der Meeresspiegel nicht mehr als 80 bis 100 m unter dem heutigen gelegen haben. Höchst wahrscheinlich war aber der Niveauunterschied nicht einmal so gross. Schon bei einem Unterschied von 50—70 m wären die dänischen Sunde, das Kattegat und der südliche Teil der Ostsee Festland geworden, was von einigen Forschern auch tatsächlich angenommen wird.

Vom Standpunkt der Theorie der isostatischen Bewegungen durch Eisbelastung und Entlastung aus betrachtet, muss man der Zone vor dem Rand des vorstossenden oder zurückweichenden Landeises die höchste Lage zuschreiben, für unser Gebiet

wäre das folglich am Schluss der präglazialen und am Beginn der spätglazialen Zeit der Fall. Die niedrigste Lage erreichte das Land theoretisch zur Zeit der maximalen Ausdehnung des Landeises. Da die ausgleichende Hebung des Vereisungsgebiets bei uns schon ihrem Ende naht, müsste auch das gegenwärtige Niveau dem präglazialen verhältnismässig nahe stehen, — genauer ausgedrückt, müsste es bald das Niveau jenes Abschnitts der präglazialen Periode erreicht haben, innerhalb welches die Vereisung Fennoskandias der gegenwärtigen ähnlich war. Zieht man aber auch die eustatischen Niveauveränderungen in Betracht[1]), so wird das ganze Problem viel komplizierter.

Treten wir nun an die Frage des präglazialen Reliefs heran. Dem horizontalen Bau entsprechend hatte das Gebiet im allgemeinen die Gestalt einer Tafel, mit ebener oder flachstufiger Oberfläche, welche im N mit einer mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Stufe (dem Glint) endete. Das Vorhandensein einer solchen Stufe steht jedenfalls fest. Das geht schon aus dem Gegensatz zwischen dem harten kristallinen Untergrund Fennoskandias und der weichen ostbaltischen Sedimenttafel hervor. Unter derartigen geologischen Verhältnissen haben sich auch in mehreren anderen Gebieten stufenartige Denudationsränder gebildet, welche entweder als von der Abrasion ausgebildete Küstenkliffe oder durch subaërile Denudation entstandene Landstufen auftreten können. Wenn längs des Finnischen Meerbusens wirklich eine Verwerfungslinie verläuft, wie Ramsay und Sederholm angenommen haben, so hätte diese ihrerseits die Bildung des Glints begünstigt.

Zum Schluss der präglazialen Zeit stellte der Glint wahrscheinlich nicht eine Steilwand, sondern einen sanft geböschten oder abgestuften Abhang dar. Da die Tafelfläche die ein wenig nach S fallenden Schichten unter einem kleinen Winkel schneidet, bildeten sich bei den weniger widerstandsfähigen Schichten Stufen[2]), welche sich im allgemeinen in der Streichrichtung der Schichten dahinzogen.

Zur Stufenbildung neigt besonders die Kukruse-Schichten-

1) W. Ramsay, On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia. Bull. de la Comm. géol. de Finlande 66, Helsingfors 1924.

2) Über die Bildung von Landstufen siehe besonders bei E. Christa, Zum Problem der Stufenlandschaft. Centralbl. für Miner. 1924, S. 426.

stufe, die zwischen den harten Kalksteinen der Tallinna- und der Jõhvi-Stufe liegt und zahlreiche Zwischenschichten von weichem, bituminösem Schiefer führt.

Die Oberfläche und die Stufen des Tafellandes wurden von Tälern durchschnitten — mit einem niedrigeren und flacheren Querprofil mitten im Lande, und einem tieferen und steileren Profil am Rande der Tafel. Die Täler erweiterten sich an der Küste zu breiten Trichtermündungen. Infolge einer längeren, ungestörten Entwicklung war die Taldichte grösser und das Talsystem hatte sich normaler gestaltet als in der Jetztzeit. Der Verwitterungsboden war mächtig.

Über die Frage des präglazialen Reliefs des nordestländischen Silurgebiets haben sich Schmidt[1]), Holm[2]) und Hausen[3]) geäussert. Nach Schmidt „muss das Land eine öde (karstartige) Felsfläche gebildet haben, deren Oberfläche je nach Beschaffenheit des Gesteins entweder fest oder durch die Atmosphärilien mannigfach zerklüftet und verwittert war". Weiter hält Schmidt den Glint und einige grössere Flusstalungen, wie Pirita (Brigitten) und Jägala (Jaggowal), für präglazial. Genauer analysiert diese Frage Holm, indem er schreibt: „Von präglazialen Bildungen, die uns eine Auskunft über die Verhältnisse in Estland, die Flora und Fauna aus der Zeit vor der Vereisung geben könnten, existieren keine Spuren. Wahrscheinlich ist es doch, dass diese Gegenden während langer Perioden über die Meeresfläche, der säkulären Verwitterung der Gebirgsschichten ausgesetzt, gehoben gewesen sind. Obgleich wir nichts Bestimmtes wissen, müssen wir doch annehmen, dass dieses Festland eine Vegetation und eine Fauna besessen habe und von Flüssen, deren Verlauf in Folge der Neigung der Schichten hauptsächlich nach Süden gewesen sein dürfte, entwässert wurde. Verwerfungen oder Spalten, durch welche Tal-

1) Fr. Schmidt, Изв. Геол. Ком. II, СПБ. 1883. (Verhandl. des Geol. Komitees II, St. Petersburg 1883), S. 110—122. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVI, 1884, S. 256.

2) G. Holm, Verhandl. d. Kais. Mineralog. Ges. St. Petersburg, N. S. Bd. 22, 1885, S. 16.

3) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34 № 3, Helsingfors 1913. Im Folgenden zitiert als H. Hausen, Oberflächenformen.

bildungen in anderen Richtungen entstehen konnten, fehlen nämlich in Estland ganz. Die lockeren, devonischen Schichten hatten damals gewiss eine grössere Verbreitung und in diesen konnten die Flüsse ihre Betten leicht einschneiden. Die Spuren der organischen Reste dieses Festlandes muss man daher, wenn die von diesen Flüssen gebildeten Ablagerungen überhaupt noch existieren, im Süden suchen. Dass das Land damals eine öde, kahle Felsfläche, eine Felswüste bildete, ist weniger wahrscheinlich, denn es müsste in diesem Falle ein sehr trockenes, regenloses Klima geherrscht haben, und keine Anhaltspunkte liegen für eine solche Annahme vor."

Auf die Vermutungen von Holm kann man nur so viel entgegnen, dass kein Grund vorliegt, eine allgemeine Neigung des Landes nach S anzunehmen, und zwar in dem letzten Abschnitt der präglazialen Zeit. Es ist viel wahrscheinlicher, dass die Ostsee und der Finnische Meerbusen die Entwässerungsbasis darstellten.

Hausen nennt die Kalksteinebene Nordestlands „ein Peneplain von postdevonischem Alter, dessen Ebenheit jedoch in erster Reihe auf der horizontalen Bankung der silurischen Kalksteine beruht". Im Tertiär zerbrach diese Denudationsfläche in mehrere Schollen, und in diesen haben sich auf dem Wege der Verwitterung und der fluvialen Erosion Einschnitte und Talungen gebildet.

2. Die glaziale Periode.

Mit der Annäherung des Landeises wurde das Klima unseres Gebietes immer kühler, die Niederschläge fielen meist in Gestalt von Schnee; Spaltenfrost, mechanische Verwitterung, Bodenversetzungen gewannen als physiologische Prozesse immer mehr an Bedeutung. Zugleich hob sich das Meeresniveau, die erodierende Tätigkeit der Flüsse hörte allmählich auf, die Täler füllten sich mit Schutt an, die Wälder gingen mit der Zeit ein.

Am Finnischen Meerbusen angelangt, füllte das Landeis wahrscheinlich das ganze Becken des Busens aus und bewegte sich über diesen hin von N nach S und SE [1]). Als ihm der Rand

1) Über die Bewegungsrichtungen des Landeises siehe H. Hausen, Oberflächenformen S. 26—36 und E. Kummerov, Die Hauptbewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises in Nordeuropa. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal., LII. Beil.-Bd., Abt. B, II. Heft, 1925, S. 284—308.

der nordestländischen Küstentafel in den Weg trat, schob sich das Eis über diesen hinauf, ihn bis zu einem gewissen Grade abtragend und einebnend, bis sich ein Böschungswinkel gebildet hatte, der die Fortbewegung des Eises begünstigte. Im E unseres Gebiets sind an manchen Stellen augenscheinlich vom Glint losgerissene und vom Landeis mitgeschleppte grosse, lose Kalksteinschollen zu finden [1]).

Indem das Landeis sich über die nordostestländische Küstentafel bewegte, führte es allmählich sämtliches, reichlich vorhandenes loses Material mit sich fort und griff schliesslich den Untergrund an. Die Fortbewegung und die erodierende Tätigkeit des Landeises wurde gewissermassen vom Relief der Erdoberfläche gelenkt, besonders als noch die Randpartie des Eises mit verhältnismässig geringer Mächtigkeit über das Gebiet hinwegglitt. Die Täler und Becken wurden erweitert und verflacht, die Erhebungen wurden niedriger und flacher, aber die Hauptzüge des Reliefs blieben doch bestehen. Das Mass glazialer Denudation kann hier nicht sehr gross gewesen sein, im Maximum kann man es auf einige m schätzen [2]). Die Kalksteinschichten des Untergrundes liegen horizontal, lassen sich leicht glatt abtragen und bilden eine bequeme Gleitfläche für das Landeis. Nur die Tafelstufen, an denen die Schichtenköpfe ausstreichen, können in grösserem Umfang abgetragen werden.

So konnten sich die Hauptzüge der Oberflächengestaltung die ganze glaziale Zeit hindurch erhalten. Hierher gehören die ausgedehnten Einsenkungen der Tafelfläche, wie das Peipsi-Becken zusammen mit den sich von ihm abzweigenden Becken des Pühajõgi und Hiie-soo, weiter die Tafelstufen (z. B. die Stufe von Järve-Jõhvi) und die grossen Talungen des Gebiets (die Talung der Purtse). Das Landeis hat natürlich jene Züge des präglazialen Reliefs in hohem Grade geebnet und undeutlicher gemacht, aber m. E. ist es unbegründet, sie in ihrem ganzen Umfang für Ergebnisse der glazialen oder sogar postglazialen Erosion zu halten. Es ist keine Ursache zu ersehen, die das Landeis gezwungen hätte die Kalksteinebene an einer Stelle mehr zu vertiefen, als an der anderen, indem es Becken und Talungen von unregelmässiger Gestalt ausmodellierte, die äusser-

1) Siehe S. 65.

2) Derselben Meinung ist auch Hausen (Oberflächenformen S. 40).

lich mit der regelmässigen „gestreiften Topographie“ der glazialen Gebiete nichts Gemeinsames haben. Für das archaische Gebiet Fennoskandias sind solche Bildungen im System der Bruchspalten begründet, ebenso im Wechsel stark zerklüfteter mit echteren und widerstandsfähigeren Stellen. Für die Sedimenttafel Estlands ist aber kein dementsprechendes System von Bruchspalten nachgewiesen worden, und auch die Abtragung verhältnismässig weicher, horizontal geschichteter Kalksteine geht in einer anderen Weise vor sich.

Beim Zurückweichen des Landeises gestaltete sich der Eisrand nach diesen Grosszügen des Reliefs. Wie besonders von M. Sauramo[1]) hervorgehoben worden ist, hält der Eisrand auf den Höhen länger an und schreitet in den Senken schneller zurück. Nachdem das Landeis das südlich vom nordostestländischen Küstentafelland gelegene Alutaguse-Gebiet[2]) erreicht hatte, begann sein Rand beim Peipsi-Becken schneller zurückzuweichen, während er zu gleicher Zeit auf den Hochflächen von Mittel-Alutaguse und in Nord-Ingermanland länger verweilte. Im Eisrand bildete sich auf diese Weise ein Knick, indem der Rand in Alutaguse in SW—NE Richtung, weiter im N aber von W nach E verlief. Als Spuren eines längeren Stillstandes sind die am SE-Rand der Hochfläche von Alutaguse, zwischen Iisaku und Illuka, auftretenden, deutlich ausgebildeten marginalen Rücken, die in ihrem nordöstlichen Ende in Endmoränenhügel zerfallen, anzusehen. Dort sehen wir auch zahlreiche kleine Moränenseen auftreten.

Die Rücken von Iisaku und Illuka bestehen aus geschichtetem Material und sind wahrscheinlich subaquatisch in dem Peipsi-Eissee abgesetzt worden[3]). Die Scheitel der Rücken sind meist als ebene Plateaus ausgebildet, welche den ungefähren Wasserstand bei der Bildung der Rücken anzeigen würden, wie man dies für den Salpausselkä Finnlands angenommen hat[4]). Eine

---

1) M. Sauramo, Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande 60, Helsinki 1923, S. 135.

2) J. G. Granö, Eesti maastikulised üksused. (Die landschaftlichen Einheiten Estlands). Tartu 1922, S. 53, 57, 61.

3) H. Hausen, Oberflächenformen S. 65.

4) I. Leiviskä, Der Salpausselkä. Fennia 41 № 3, Helsinki 1920, S. 361.

derartige Meinung hat u. a. W. Ramsay ausgesprochen[1]). Die höchsten Plateaus, bei Kuremäe und Iisaku, befinden sich jetzt in einer Höhe von 92 m resp. 93 m ü. d. M. oder 62—63 m über dem Spiegel des Peipsi. Das Niveau des Peipsi hätte also dieselbe Höhe erreichen müssen. Der Peipsi-Eissee hätte so eine sehr weite Ausdehnung gehabt — er hätte sich über den ganzen Nordteil des Tartu-Kreises erstreckt und mit dem Võrtsjärv in Verbindung gestanden. Das Niveau des letzteren muss ungefähr die gleiche Höhe erreicht haben. Nur die nördlich von Tartu gelegenen höheren Drumlins hätten als Inseln in dieser weiten Wasserfläche dagestanden. Ein solcher hoher Wasserstand ist aber zweifelhaft, da es im N des Tartu-Kreises weite Gebiete gibt, die mit einer unausgewaschenen lehmigen Grundmoräne bedeckt sind. Ebenso bleibt es unklar, warum in solchem Fall nicht im Bereich der ganzen Wasseransammlung eine fortlaufende marginale Bildung entstanden ist, sondern eine solche sich nur zwischen Iisaku und Illuka gebildet hat. Vielleicht kann man die nördlicheren hohen Niveaus mit einer intensiven Landhebungswelle in Zusammenhang bringen, die dem zurückweichenden Eisrande gefolgt ist, und die eine Hebung der südlichen und südöstlichen Gegenden und einen Andrang der Wassermassen dem Eisrand zu bewirkt hat[2]). Eine künftige genauere Untersuchung der marginalen Bildungen von Iisaku wird vielleicht Licht auf diese verwickelte Frage werfen.

Hausen hält die Blauberge von Vaivaru für eine synchrone Fortsetzung der marginalen Rücken von Iisaku, „die aber später wahrscheinlich durch Abrasion isoliert worden sind“[3]). Da die höchsten Punkte der Vaivaru'schen Berge nur eine Höhe von 80—90 m ü. d. M. erreichen, müssen diese Erhebungen sich dann ganz unter Wasser gebildet haben. Die Erhebungen sind aber nicht geschichtet, sondern bestehen aus grossen, losen Kalksteinschollen und einer ungeschichteten, tonigen Moräne. Spuren der Wassertätigkeit sieht man an den Südhängen der Erhebungen erst in einer Höhe von 70—75 m ü. d. M. Ca 10 km nordwestlich vom Rücken von Iisaku-Illuka zieht sich bei Mäetaguse und Selli ein zweiter gleichgerichteter, niedrigerer Höhen-

1) Nach einer mündlichen Mitteilung.
2) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 110.
3) Ebenda S. 81.

zug hin, dessen höchste Plateauflächen 73 m ü. d. M. liegen. Der südwestliche Teil des Höhenzuges steigt aus einem niedrigeren, eingesenkten Gebiet der Silurtafel empor und besitzt deshalb die Gestalt eines regelmässigen Rückens (in tiefem Wasser abgesetzt), während das nordöstliche Ende sich über eine höhere, aufgewölbte Platte erstreckt und hier in eine Schar von unregelmässigen Moränenhügeln zerfällt. Dieser Höhenzug zeigt augenscheinlich eine spätere Lage des Eisrandes an, als der Peipsi-Eissee schon auf ein Niveau von 73 m gesunken war. Der Eisrand setzte sich von hier aus ungefähr in nördlicher Richtung bis nach Jõhvi fort und wandte sich dann nach E, wo er ungefähr über die Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge verlief. Über dem Pühajõe-Becken hatte sich infolge eines schnelleren Zurückweichens im Eisrand eine Einbuchtung gebildet. Die Ursache für den Stillstand des Eisrandes bei Vaivaru und Laagna sind die Schwellen des Untergrundes, auf welchen sich die Kalksteinschollen und das feinere Moränenmaterial angehäuft haben.

Die teilweise Abzapfung des Peipsi-Eissees vollzog sich wahrscheinlich durch die marginalen Urstromtäler der Tartu- und Viljandi-Gegend. Die Annahme von Hausen[1]) über die Existenz eines Abflusses nach NE gründete sich auf die damalige Vermutung, dass der Baltische Eissee eine gewisse Zeitperiode lang durch die Ladoga- und Onega-Seen mit dem Weissen Meer in Verbindung gestanden hat.

Sedimente des Peipsi-Eissees sind: in dem tieferen südöstlichen Teil des Beckens Bänderton, im flacheren nördlichen und nordwestlichen Teil dagegen Sand oder ungeschichteter, sandiger Ton, der von der liegenden, ausgewaschenen Moräne schwer zu trennen ist. Wegen der verhältnismässig geringen Ausdehnung des Beckens und seiner geringen Tiefe wurde die Ablagerung des Tons durch die von der Seite in den Eissee mündenden Wasserströme gestört, wodurch die Bänderung eine undeutliche und nicht homogene geworden ist[2]). Organische Reste sind in diesem Ton nicht gefunden worden[3]).

Bei dem fortwährenden Zurückweichen des Landeises sank auch das Niveau des Peipsi-Eissees immer mehr. Von den spä-

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 67.

2) M. Sauramo, Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia 45 № 6, Helsinki 1925, S. 6.

3) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 66.

teren Stadien der Eisrandlage und des Wasserstandes des Peipsi sind in unserem Gebiet keine deutlicheren Spuren zu finden. Kleine, von SW—NE gerichtete Sandwälle zwischen dem Höhenzug von Iisaku-Illuka und dem Narva-Fluss zeigen eher die verschiedenen Lagen des Eisrandes vor der Iisaku-Illuka-Phase, als die successiv folgenden Wasserstandslagen des zusammenschrumpfenden Peipsi-Eissees, wie Hausen angenommen hat[1]). Diese Wälle haben mehr die Gestalt von marginalen Ablagerungen als von Strandbildungen. Auch hier kann uns nur eine künftige genauere Untersuchung endgültig über den wahren Tatbestand Aufschluss bringen.

Jedenfalls besass der Eissee noch zum Schluss der glazialen Zeit einen so hohen Wasserstand, dass er sich über den grössten Teil von Alutaguse und der nordostestländischen Küstentafel ausdehnte und über der höchsten marinen Grenze stand. Die Schwelle zwischen dem Finnischen Meerbusen und dem Peipsi-Becken ist dermassen niedrig, dass das ganze Peipsi-Becken in unmittelbarer Verbindung mit dem Meere bleibt, wenn das Niveau des Sees in die Höhe der höchsten marinen Grenze zu liegen kommt. Darum fällt auch die Bildung des Narva-Flusses in eine viel spätere Periode, als Hausen es annahm[2]), da der Meeresspiegel zu dieser Zeit schon niedriger liegen musste, als die das Peipsi-Becken vom Meere trennende Schwelle, d. h. in einer Höhe von 29—30 m ü. d. M.

3. Die Niveauveränderungen der spät- und postglazialen Periode.

In der spätglazialen Periode waren die Entwicklung und die physiologische Kraftwirkung unseres Gebiets hauptsächlich von dem fortwährend sinkenden Meeresniveau und von der allmählichen Verbesserung des Klimas abhängig. Die Lagen des Meeresspiegels in den verschiedenen Zeitmomenten können wir bis zu einem gewissen Grade mit Hilfe der alten Strandbildungen und der Spuren der Wassertätigkeit, wie Sedimente, Auswaschung, Abzapfungsrinnen usw., feststellen. Wegen der offenen Lage der nordostestländischen Küste müssten sich die alten

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 67.
2) Ebenda S. 67.

Strandbildungen, dort wo sie mit dem Küstenkliff oder den Tafelstufen zusammenfallen, gut und deutlich ausgebildet haben. Auf der ebenen Tafelfläche fehlen aber die meisten Voraussetzungen für die Bildung einer deutlichen Strandlinie. Auch Spuren einer Auswaschung sind hier schwer festzustellen, da das ausgewaschene, feine Material sich auf derselben ebenen Fläche ausbreitete[1]). Typische und leicht erkennbare Sedimente, wie Bänderton, findet man nur in tieferen Becken. Durch Kombination aller Spuren und Merkmale kann man dennoch eine bestimmte Gewissheit erlangen.

Im Folgenden betrachten wir eingehender die Ausdehnung und die Strandbildungen des spätglazialen Meeres auf der nordostestländischen Küstentafel, indem wir mit den obersten, d. h. ältesten beginnen.

Unausgewaschene, lehmige Moräne, die man für supraaquatisch halten könnte, findet man in grösserer Ausdehnung auf der Platte von Kohtla-Jõhvi, wo sie über einem Niveau von 58 m bis 60 m ü. d. M. gelegen ist. Von N und NE wird die Platte von einer fortlaufenden, wenn auch verhältnismässig sanft geböschten Stufe begrenzt. Die Abhänge und der Fuss der letzteren sind mit ausgewaschenem Geröll und Sand bedeckt, ähnlich wie es an dem Strand gewöhnlich zu sehen ist. In dieser Stufe streichen die Brennschieferschichten der Kukruse-Stufe aus. Die Gruben, die zum Abbau des Brennschiefers angelegt worden sind, weisen an einigen Stellen gute Profile auf, an welchen man die Auflagerung des Gerölls und Sandes auf der Felsstufe gut verfolgen kann. Beim Gut Kukruse fand Schmidt zusammen mit Holm „eine grosse Mannigfaltigkeit von Süsswassermuscheln", die in lehmigem Geröll unter einer Torfschicht lagen[2]). Die Arten sind von Schmidt nicht näher angeführt worden.

Der Fuss der Stufe senkt sich allmählich von NW nach SE von 61 m bis auf 58 m ü. d. M. Verfolgen wir auf der Karte diese Niveaulinie weiter nach SE, so sehen wir, dass sie bei Kurtna und Illuka mit den Randbildungen von Iisaku-Illuka zusammenfällt. Die Stufe ist also zum Peipsi-Becken offen und ist als eine Strandbildung des Peipsi-Eissees zu deuten. Der südliche Teil des Höhenzuges von Iisaku schob sich damals in Gestalt

1) Vgl. auch S. 62.

2) Fr. Schmidt, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVII, 1885, S. 542.

einer langen, schmalen Nehrung in den See hinein, und an den Abhängen des Rückens müssten sich auf dem entsprechenden Niveau gleichfalls Stufen oder andere Spuren des Wasserstandes finden. Weiter nach W verläuft diese Niveaulinie ungefähr über Uhe und Mäetaguse, lässt einen Teil des Höhenzuges von Mäetaguse als Insel weiter im S zurück und wendet sich dann über Kiikla, Võrnu und Ereda nach N. Ob hier irgendwo deutliche Strandbildungen vorhanden sind, ist mir persönlich nicht bekannt. Nach der Karte zu urteilen, könnte man sie nur an den steil aufsteigenden Rücken von Iisaku und Mäetaguse erwarten. Nördlich von Ereda habe ich das Gebiet wiederum selbst durchwandert. Beim Dorf Kohtla befindet sich in einer Höhe, die ungefähr der Järve-Jõhvi Stufe entspricht, eine Reihe niedriger Rücken, die an Strandwälle erinnern. Die nordwestlichen Abhänge der Rücken sind steiler und sehen aus, als wären sie von einer späteren Abrasion umgestaltet worden; die südöstlichen Abhänge dagegen sind sanft geböscht. Die Rücken bestehen aus recht grobem Kalkgeröll (Steine mit einem Durchmesser von 20—50 cm), das mit feinerem Grus und tonigem Sand vermischt ist. Der nordwestliche Fuss der Wälle liegt ungefähr 59 m ü. d. M., der Scheitel des höchsten Walls erhebt sich bis 62 m ü. d. M. (bei der Windmühle). Weiter im N steigt die Erdoberfläche vom Becken des Hiie-soo in der Richtung der Jõhvi-Platte allmählich und flach an, ohne irgendeine schärfere Grenze in Gestalt von Stufen oder Wällen zu bilden. Am Rande des Weges von Kohtla nach dem Dorf Järve befindet sich eine kleine Kiesgrube, in welcher geschichtetes Geröll und Sand aufgeschlossen sind. Augenscheinlich verläuft die Strandlinie hier in der Nähe. Eine deutlicher ausgebildete Stufe tritt erst an der Landstrasse, beim Dorf Järve, auf und setzt sich von hier aus ununterbrochen bis nach Jõhvi fort.

Diese von Strandbildungen umsäumte supraaquatische Landfläche wird auf allen Seiten von flachen Becken umgeben, die meist eine sandige oder ausgewaschene Bodendecke besitzen. Stellenweise kommt auch die blossgelegte Kalksteinfläche zum Vorschein, z. B. im NW vom Dorf Järve. Weiter im SE, in der Richtung nach dem Peipsi, dort wo das Becken tiefer ist, tritt auch Bänderton auf.

Eine moränige, wenn auch nicht so deutlich ausgewaschene Bodendecke, die man für supraaquatisch halten könnte, befindet

sich stellenweise auf den höheren Teilen der Küstentafel auch unterhalb der beschriebenen Grenze. Das sehen wir an den höheren Stellen des Tafelrandes, von Saka beginnend über Ontika und Valaste bis Martsa, weiter bei Oru, Voka, Künnapää und Päite, sowie mehr von der Küste entfernt, auf der Maidli-Platte, zwischen Maidli, Uniküla und Aidunõmme. Diese Flächen werden auch von mehr oder weniger deutlichen Strandbildungen — Geröllwällen, Sandflächen, Dünen, Abrasionsterrassen u. a. — begrenzt. Diese Bildungen sind an den dem Meere oder den Talmündungen zugekehrten NW- nnd NE-Rändern viel deutlicher ausgebildet; die genannten Ränder sind wegen des Fallens der Schichten des anstehenden Gesteins auch höher und steiler. Am Küstenkliff aber sind die Spuren beim Zurückweichen der Küste vernichtet worden.

Weiter würden in dasselbe Niveau, d. h. in dieselbe Bildungsperiode, auch die langen, geraden oder in Bogen verlaufenden Geröllwälle und Wallreihen im westlichen Teil des Gebiets, bei Iila, Koogu, Rannaküla und Kõrgküla, gehören. Diese wurden schon von Schmidt erwähnt[1]). Ebenso sehen wir im östlichen Teil des Gebiets — an den Südabhängen der Vaivaru'schen Berge — Terrassen, Strandgeröll und Sand auftreten. Der Hauptteil der Laagna'schen Berge wird von einem langen, verzweigten Geröllwall gebildet. Am nördlichen Rand des Kirchhofs von Iivanilinna in Narva befindet sich eine deutlich ausgebildete Abrasionsterrasse.

Diese Gebilde liegen im W ungefähr 59 m, im E 33—34 m ü. d. M. Von ihnen hat schon Hausen den Wall von Laagna und die Stufe von Iivanilinna (Iwangorod) erwähnt[2]), hat aber ihre Höhe ungenau auf 35 m resp. 30 m ü. d. M. geschätzt, während sie in Wirklichkeit in einer Höhe von 38 m und 33—34 m liegen.

Die beschriebenen Strandbildungen liegen nicht in einer fortlaufenden Reihe, sondern sind besonders bei den Talmündungen unterbrochen, wo die damalige Wasserfläche in Gestalt einer Bucht weit nach S vorgedrungen war. Durch die Talungen von Pühajõgi und Voka-Konju, und auch weiter im E, hat diese Wasseransammlung mit dem Peipsi-Eissee in Verbindung

1) Fr. Schmidt, Bull. de l'Ac. St.-Pét. VIII, 1865, S. 348. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVI, 1884, S. 265.

2) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 102.

gestanden, dessen Spiegel die entsprechende Höhe gehabt haben muss (5—10 m über dem jetzigen Niveau).

Einige m niedriger tritt eine zweite Serie von Strandbildungen auf, die besonders in den Talmündungen in Gestalt von deutlich ausgebildeten Stufen, stellenweise auch von Wällen, dastehen. In dieses Niveau gehören auch die deutlichen Abrasionsterrassen am nördlichen Fuss der Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge, die bisher für die höchste marine Grenze gehalten wurden[1]). Es gibt aber noch Strandbildungen in einem beträchtlich höheren Niveau, wie auf S. 132 u. 133 hervorgehoben wurde.

Nun folgt das hohe, steile Kliff, das meist als rezentes Abrasionskliff dasteht und sich nur stellenweise — auf einer längeren Strecke nur im E des Gebiets — von der Strandlinie entfernt und die Gestalt des Ruhekliffs angenommen hat, das eine alte Strandbildung darstellt. Der Fuss dieses Ruhekliffs liegt bei Türsamäe und Kannuka 12—13 m ü. d. M. und senkt sich zum Narva-Fluss hin bis auf 10 m. Auf der Küstenebene von Narva-Jõesuu äussert sich diese Strandlinie in Gestalt einer Reihe von Dünen und Sandwällen, die sich vom Dorf Oovi bis zum Dorf Riigi am Narva-Fluss hinziehen[2]).

Unten folgt eine tabellarische Zusammenfassung aller erwähnten Strandbildungen, angefangen von den westlichen, d. h. am höchsten gelegenen, jede Höhenserie gesondert für sich (A, B, C, D). Die Höhen sind meistenteils der topographischen Karte 1:42000 entnommen, zum Teil aber von mir nivelliert worden. Überhaupt sind die Höhenwerte nur annähernd und geben den Stand des Wasserspiegels nicht direkt an.

Zur bequemeren Übersicht tragen wir diese Höhen graphisch, nach dem Vorbild von W. Ramsay[3]), in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein (Fig. 12). Die Isobasenrichtung wird von den in einer gleichen Höhe gelegenen und als

---

1) Fr. Schmidt, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVI, 1884. — H. Hausen, Oberflächenformen, S. 102.

2) H. Hausen, ebenda S. 114. — Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern, Fennia 34 № 2, Helsingfors 1913, S. 58.

3) W. Ramsay, Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia 47 № 4, Helsingfors 1926, S. 17.

Alte Strandbildungen im Bereich der nordostestländischen Küstentafel:

	Ort und Ausbildung:	Höhe ü. d. M. m
	A.	
1.	Varudi, W vom Padajõgi, Terr.	64
2.	Kukruse, Terr.	60—61
3.	Kohtla, Wälle	59
4.	Jõhvi, Terr.	58—59
	B.	
5.	Iila, zwischen Kunda und Kalvi, oberer Wall	59
6.	Koogu-Rannaküla-Kõrgküla, Wälle	54—55
7.	Saka, Wall	52—53
8.	Martsa, Wall	48—49
9.	a) Voka, Wall	45—46
	b) Maidli-Aidunõmme, Strandbildungen (Terrasse, Wälle, Dünen)	45—46
10.	Konju, Wälle	44
11.	Päite, Wall	43
12.	Vaivaru, obere Terrasse an den Blaubergen	38—39
13.	Laagna, Wall	38
14.	Narva-Iivanilinna, Terr.	33—34
	C.	
15.	Iila, unterer Wall	53—54
16.	Koila-Kalvi, Wälle	51
17.	Rannaküla, Terr.	47
18.	V.-Kõrgküla, Terr.	46
19.	Purtse, Wall	47
20.	Hiiemägi von Purtse, obere Terrasse	44—45
21.	Jäbara-Moldova, Wall und Terr.	44
22.	Toila, Terr.	39
23.	Konju, Terr. und Wälle	37
24.	Vaivaru-Laagna, Terrasse am nördlichen Fuss der Berge	33—34
	D.	
25.	Kannuka, Terr.	12
26.	Pimestiku, Terr.	11
27.	Oovi-Riigi, Wall	10

synchron (isochron) angenommenen Strandbildungen bei Maidli-Aidunõmme und Voka (B, 9a und b) bestimmt.

So erhalten wir vier voneinander deutlich getrennte Niveaus, die sich ziemlich gleichmässig von links nach rechts, d. h. von W nach E, oder richtiger in der Richtung perpendikulär zum Isobasenverlauf, von NW nach SE neigen. Eine kleine Krümmung im zweiten und dritten Niveau kann durch eine Ungenauigkeit in der Darstellung entstanden sein, da der Abstand der Isobasen als konstant angenommen wurde, während er sich in Wirklichkeit nach NW zu verringern kann. Schwerer sind die Schwankungen der Niveauabstände und das Auseinandergehen, d. h. der nicht parallele Verlauf, der Niveaulinien zu erklären. Z. B. beträgt der Abstand der Niveaus A und B im W 7—8 m, im E aber wächst er bis auf 18 m an. Ebenso beträgt der Abstand zwischen dem zweiten und dritten Niveau im W und E 5—6 m, in der Mitte aber 8 m. Man muss annehmen, dass entweder in der Bildungszeit der verschiedenen Niveaus Richtung und Abstand der Isobasen verschieden gewesen sind, d. h. dass der Hebungsgradient sich mit der Zeit verändert hat[1]), oder dass wir Punkte zusammengestellt haben, die verschiedenen Bildungsperioden angehören. Bei der Richtigkeit der letzteren Annahme würde das zweite und dritte Niveau in eine Serie mehrerer unterbrochener Niveaufolgen zerfallen, was aber wenig wahrscheinlich ist.

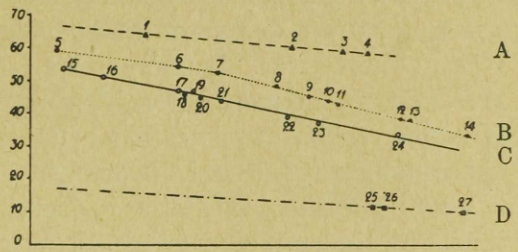


Fig. 12.

Allen Anzeichen nach hat sich der Ostseespiegel nach dem Zurückweichen des Landeises gleichmässig oder in wechselndem Tempo, und vielleicht mit Schwankungen in der entgegensetzten Richtung, bis zum jetzigen Stande gesenkt, und im Laufe dieser Zeit hat sich mindestens dreimal ein Stillstand oder sogar eine Transgression eingestellt. Einen jeden solchen Stillstand oder eine jede Transgression finden wir in der entsprechenden Höhe durch eine Reihe von Strandbildungen gekennzeichnet. Wir wollen

1) W. Ramsay, a. a. O. S. 45.

nun sehen, ob es möglich ist, diese Niveaus mit den in anderen Gegenden der Ostseeküste festgestellten Niveauserien in Einklang zu bringen, um das Alter und die Stellung unserer Niveaus in der spät- und postglazialen Entwicklungsgeschichte der Ostsee zu bestimmen.

Jetzt wird fast von allen fennoskandischen Quartärgeologen, welche die Entwicklungsgeschichte des Baltikums untersucht haben, angenommen, dass bis zum Ende der gotiglazialen Zeit De Geers der S- und SE-Teil des vom Eis frei gewordenen Ostseebeckens von dem sog. Baltischen Eissee eingenommen wurde, welcher in einer bedeutenden Höhe ü. d. M. lag. Wie gross die Stauung war, darüber gehen die Meinungen noch auseinander. Munthe[1]) schätzt sie auf mehrere zehn m, während andererseits nach der Annahme von Sauramo[2]) die Stauung, wenigstens vor der vermuteten endgültigen Abzapfung des Eissees, minimal war. Letztere sei an der Nordspitze von Billingen zustande gekommen. Der Eisrand befand sich zu jener Zeit in Finnland schon nordwestlich von dem inneren Salpausselkä[3]); der Finnische Meerbusen war also dann bereits vollständig eisfrei. Die früher vermutete zeitweilige Vereinigung des Baltischen Eissees mit dem Weissen Meer ist jetzt als irrtümlich abgelehnt worden[4]). Folglich müsste das höchste, durch Strandbildungen markierte Niveau innerhalb der ganzen Ausdehnung der Süd- und Südostküste der Ostsee — die Nordküste des Finnischen Meerbusens mit einbegriffen — dem Baltischen Eissee angehören. Ob es mit dem Niveau A unseres Gebiets identisch ist, ist auf Grund der auf der nordostestländischen Küstentafel gemachten Beobachtungen allein schwer zu entscheiden. Weite Gebiete wurden nämlich vom Peipsi-Eissee bedeckt, der solange eine besondere und auf einem höheren Niveau, als der spätere Baltische Eissee, gelegene Wasserfläche darstellte, bis der Eisrand sich von den höheren, supraaquatischen Gebieten Nordestlands zurückzog, ungefähr der Phase 5 von Hausen[5]) entsprechend. Ob das Niveau A sich vor oder nach die-

1) H. Munthe, G. F. F. 32, 1910; 46, 1924, S. 172.

2) M. Sauramo, Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande 60, Helsinki 1923, S. 125.

3) M. Sauramo, G. F. F. 48, 1926, H. 1, S. 65.

4) H. Munthe, G. F. F. 46, 1924, S. 172.

5) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 68.

sem Stadium gebildet hatte, d. h. ob es zum Peipsi- oder zum Baltischen Eissee gehört, kann man erst dann entscheiden, wenn die Ausdehnung der entsprechenden Strandbildungen nach W bis zur endgültigen Abzapfungstelle des Peipsi verfolgt worden ist.

Wenn man annimmt, dass dieses höchste Niveau noch dem Peipsi-Eissee angehört, dann müsste man das Niveau B zum Baltischen Eissee rechnen, und der Wasserstand des Peipsi wäre dementsprechend beim Übergang zum Baltischen Eissee um 10 bis 15 m gesunken. Die Abzapfung kam augenscheinlich allmählich durch die Abflusswege im W und SW des Gebiets zustande. Dem zurückweichenden Rande des Landeises folgte eine intensivere Hebungswelle, und infolgedessen vermochten sich die östlichen Gegenden noch vor dem Vordringen des Baltischen Eissees stärker zu heben, wodurch möglicherweise das Divergieren der Niveaus A und B in der Richtung nach SE zu erklären ist.

Das Niveau C würde die höchste marine Grenze darstellen. Der Abstand B—C (6—8 m) zeigt dann den Betrag der Senkung des Baltischen Eissees. Im gegebenen Fall ist es von geringerer Bedeutung, ob die Abzapfung eine plötzliche war, wie es Munthe, Johansson, Lundqvist u. a. annehmen, oder ob sie, wie Sauramo meint, langsam vor sich ging. Für ein allmähliches Sinken scheint die Tatsache zu sprechen, dass in der Höhe des Niveaus C Schwankungen vorkommen, die auf eine geringe Verschiedenheit der Bildungszeit hinweisen können. Ausserdem sind zwischen den Niveaus B und C hier und da unterbrochene und undeutliche Spuren von Strandbildungen zu finden, die in der Tabelle und im Diagramm nicht wiedergegeben sind.

Das unterste Niveau D ist sicher und zweifellos die Litorina-Grenze, wofür es auch Hausen[1]), Ramsay[2]) u. a. gehalten haben.

Alle möglicherweise vorhandenen dazwischenliegenden Niveaus, wie dasjenige des Ancylus-Sees, fehlen der nordostestländischen Küste[3]) und sind augenscheinlich später wegabradiert worden. Nur hier und da sind kleinere unzusammenhängende

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 114. — Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen, S. 58.

2) W. Ramsay, G. F. F. 42, 1920, S. 243 und Fennia 47 № 4, 1926.

3) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 108.

Überreste zu finden, aus denen man ein fortlaufendes Niveau nicht konstruieren kann. So befindet sich bei der Stufenfläche von Purtse, in der westlichen Tafelstufe, ein deutlicher Stufenabsatz, dessen Fuss 31 m ü. d. M. liegt. Ebenso befindet sich in den Abhängen des „Hiiemägi" von Purtse eine weniger deutliche Stufe, in einer Höhe von 32—35 m ü. d. M. An der östlichen Tafelstufe der Stufenfläche, bei Moldova und Aa, fehlt dieses Niveau. Hier befindet sich die Stufenfläche selbst in einer Höhe von 32—35 m, und die gesuchte Stufe würde also mit dem Küstenkliff zusammenfallen; sie ist vom zurücktretenden Kliff abgeschnitten worden. Nach der Höhe zu schliessen, müsste dieses Niveau von 30—35 m der Grenze des Ancylus-Sees entsprechen. Einen endgültigen Schluss kann man natür-

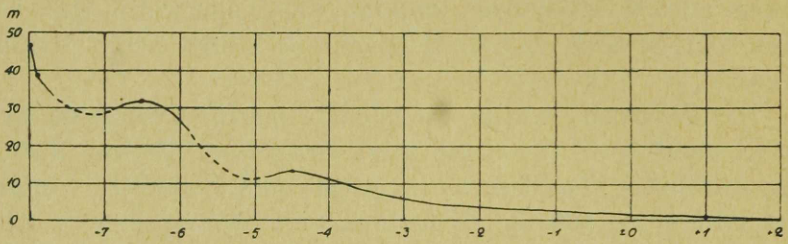


Fig. 13.

lich auf Grund dieser mangelhaften Tatsachen allein noch nicht ziehen.

Am grössten Teil der Küste ist auch das Litorina-Kliff infolge der immer weiter fortschreitenden Abrasion zerstört worden. Am Ende der postglazialen Zeit war die Hebung so gering geworden, dass sie mit der fortschreitenden Abrasion nicht mehr Schritt halten konnte[1]).

Den allgemeinen Verlauf der Niveauveränderungen an der nordostestländischen Küste könnten wir nach dem Vorbild von

1) Meine Schrift war schon im Druck, als ich den oben erwähnten Aufsatz von W. Ramsay (Fennia 47 № 4, 1926) erhielt. Die Spuren der von Ramsay angenommenen postlitorinalen Transgression sind auch an der nordostestländischen Küste an einigen Stellen zu finden, nämlich im E des Gebiets, wo das Litorina-Kliff noch vorhanden ist. Die Strandbildungen dieser zweiten postglazialen Transgression in Gestalt von Sand- und Geröllwällen — bei Türsamäe, Pimestiku, Meriküla und Narva-Jõesuu — liegen hier in einer Höhe von 6—7 m ü. d. M., was ungefähr 60% von der Höhe der Litorina-Grenze ausmacht.

A. G. Högbom[1]) auch graphisch darstellen (Fig. 13). Die Stützpunkte der Kurve sind: die Abzapfung des Baltischen Eissees ungefähr um 8000 v. Chr.[2]), die Ancylus-Transgression ungefähr um 6500 v. Chr. (auf Grund der vorher angeführten mangelhaften Strandbildungen schätzen wir ihre Höhe auf 32 m), die Litorina-Transgression 4500 v. Chr.[3]) und die rezente Hebung 0,1 m pro Jahrhundert[4]). Weiter nehmen wir nach Munthe an, dass der Meeresspiegel vor der Ancylus- und Litorina-Transgression jedesmal einen niedrigeren Stand hatte. Da der letztere nicht genauer festgestellt ist, so stellen wir diese Abschnitte der Kurve durch eine gestrichelte Linie dar. Die Abzapfung des Baltischen Eissees ist durch eine geneigte Linie angedeutet, im Einklang mit der Annahme, dass diese Abzapfung allmählich vor sich ging.

Betrachten wir nun die Folgen, welche die oben besprochenen Niveauveränderungen in der Entwicklung der Gewässer, der Täler und der Küste mit sich brachten.

4. Die Folgen der Niveauveränderungen.

Als das Landeis sich von der nordostestländischen Küstentafel zurückzog, blieb der grösste Teil der letzteren vom Peipsi-Eissee überflutet (Fig. 14). Aus der ausgedehnten Wasserfläche ragten nur die Kohtla-Jõhvi-Platte und die marginalen Rücken von Iisaku-Illuka und Mäetaguse-Selli in Gestalt von Landzungen und Inselketten hervor.

Indem das Niveau des Peipsi-Sees sich allmählich in die Ebene des Baltischen Eissees senkte, verrann vermutlich ein Teil des Wassers durch die westlichen und südwestlichen Abflüsse, während der andere Teil sich in die alten, präglazialen Talungen und Senken nach N ergoss, die infolge des hohen Wasserstandes breite Sunde darstellten. Eine eigentliche Talbildung hatte zu jener Zeit noch nicht begonnen. Die mit Wasser angefüllten Einsenkungen der Tafelfläche entleerten sich

1) A. G. Högbom, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI, 1919, S. 169.

2) Das ist der Beginn der finiglazialen Zeit, für den G. De Geer neuerlich (Ymer 1925, H. 1) die Zeit vor 9774 Jahren oder rund 8000 v. Chr. angesetzt hat.

3) W. Ramsay (Fennia 47 № 4, S. 45—46) nimmt für diese Zeitpunkte etwas abweichende Werte an.

4) R. Witting, Fennia 39, Helsingfors 1918, S. 274.

teilweise, seichte Stellen begannen zu verwachsen, und über den Wasserspiegel stiegen neue Flächen empor. Die Platte von Kohtla-Jõhvi erweiterte sich nach N bei der jetzigen Kliffküste von Ontika-Martsa zu einem breiten Vorsprung. Neue Landflächen erschienen bei Koogu-Rannaküla, Maidli-Aidunõmme, Voka, Konju und Päite. Weiter im E traten die Vaivaru- und

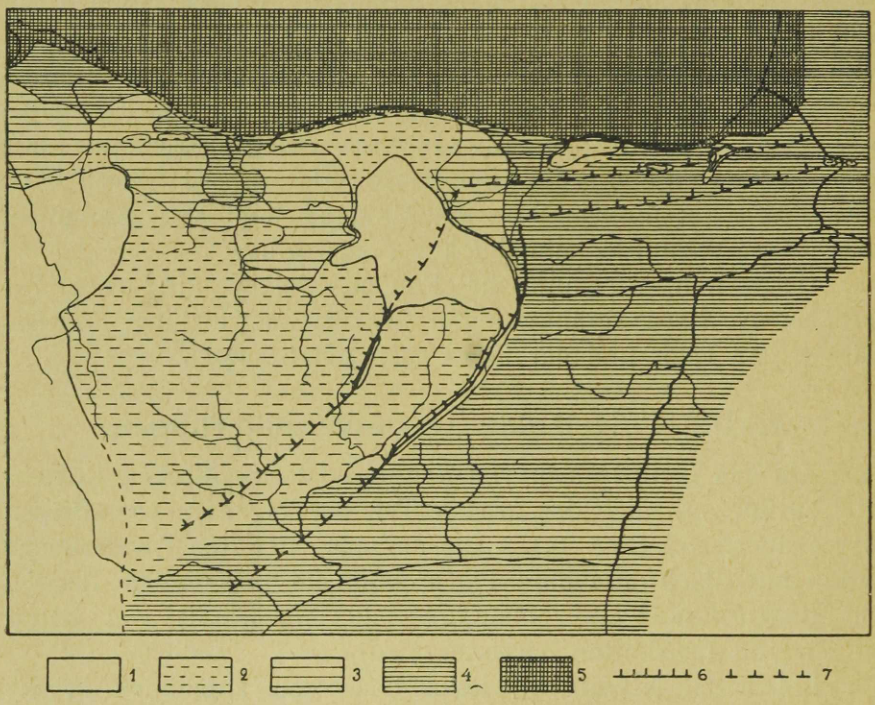


Fig. 14.

1 — die über dem Niveau A (Tabelle S. 136 und Fig. 12, S. 137) liegenden supraaquatischen Flächen; 2 — die bei der Senkung des Peipsi-Eissees auf das Niveau des Baltischen Eissees trockengelegten Flächen; 3 — die bei der Senkung des Baltischen Eissees zur höchsten marinen Grenze trockengelegten Flächen; 4 — die während der Regression des spät- und des postglazialen Meeres trockengelegten Flächen; 5 — die bei der Litorina-Transgression überfluteten Gebiete; 6 — durch marginale Bildungen angedeutete Eisrandlage; 7 — vermutete Eisrandlage.

Laagna-Berge als Inseln hervor. Die Sunde, die den Peipsi-See an der Stelle der alten Talungen mit dem Baltischen Eissee verbanden, wurden schmäler, zuerst bei dem Purtse und dem Pühajõgi, während im E noch die freie Verbindung bestehen blieb. Nach der Abzapfung des Baltischen Eissees bis zum Niveau des

spätglazialen Meeres hatten sich die westlichen Sunde soweit verengt, dass wir von dem Beginn einer Talbildung sprechen können.

a) Das Purtse-Tal.

Im W unseres Gebiets zog sich die Strandlinie des spätglazialen Meeres erst längs der Landstufen von Koogu-Rannaküla-Kõrgküla bis nach Purtse hin, während Aseri sich in Gestalt einer Halbinsel weiter nach N und NE zu erstreckte. Bei der Purtse-Talung dehnte sich eine Bucht nach S bis Maidli und ungefähr bis zum Gut Kohtla aus. Die zwischen Jäbara und Purtse gelegene Mündung desselben war schmal und deutlich umgrenzt, die Bucht erweiterte sich aber im S allmählich zum flachen See oder zur Lagune mit undeutlicher Strandlinie; die tiefste Stelle lag bei dem jetzigen Hiie-soo. Im S stand diese Wasseransammlung bei dem jetzigen Uando-Fluss (einem Zweig des Oberlaufes des Purtse) und den diesen umgebenden Morästen mit dem Peipsi in Verbindung. Das Meer bedeckte auch die ganze Stufenfläche von Purtse, nur der obere Teil des Hiiemägi ragte als Insel aus der Wasserfläche hervor.

Am nördlichen, der Brandung ausgesetzten Rande der Küstentafel bildete sich eine deutliche Strandlinie: bei Kõrgküla und Moldova eine steile Abrasionsterasse, beim Dorfe Purtse und Jäbara aber, wo die südlich einfallenden Kalksteinschichten unter den Wasserspiegel zu liegen kamen, nach S gebogene Strandwälle. Die weite, flache Lagune war vor der Brandung geschützt und wuchs von den Rändern aus allmählich zu. Nur auf der direkt der Lagunenmündung gegenüber liegenden Platte von Maidli-Aidunõmme sind deutlichere Strandaufschüttungen in Gestalt von Geröllwällen und Dünen zu sehen. Die in die Lagune mündenden Gewässer lagerten hier reichlich Sand ab, welcher vom ausströmenden Wasser weiter zur Mündung der Bucht getragen wurde und die vor der Mündung gelegene Stufenfläche als mächtige Deltabildung bedeckte. Die Oberfläche der letzteren erreicht heute eine Höhe von 40 m ü. d. M., d. h. sie befand sich 4—5 m unter dem damaligen Meeresspiegel. Der Hiiemägi teilte das Delta in zwei Arme.

Infolge des fortwährenden Sinkens des Meeresspiegels begann das Delta über den Meeresspiegel emporzusteigen, und das sich ins Meer ergiessende Wasser fing an, eine Ravine in die Deltabildung einzuschneiden. Die Talbildung begann augen-

scheinlich bei der schmalen Mündung zwischen Purtse und Jäbara, und das Wasser nahm seinen endgültigen Verlauf durch den im W vom Hiiemägi befindlichen Arm, während der östliche allmählich zugeschüttet wurde und zuwuchs. In dem Masse wie die Lagune zusammenschrumpfte und sich entleerte, schritt das Einschneiden des Tals weiter nach S fort, und schliesslich hatte sich das Tal in seiner ganzen Ausdehnung vom Meer bis zum Peipsi ausgebildet. Den Verlauf desselben bestimmten die teils von W, teils von S einmündenden Gewässer (bei dem jetzigen Uuemõisa- und Hirmuse-Bache). Die tiefste Stelle der Lagune trennte sich in Form eines Sees ab, durch dessen Verwachsen sich der jetzige Hiie-soo gebildet hat. Den Abfluss dieses Sees bildete wenigstens am Anfang der Roodu-Fluss.

Indem die Erosion fortschritt, arbeitete sich das Tal schnell

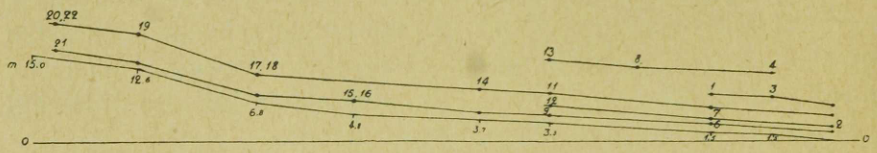


Fig. 15.

Die Längsterrassen des Purtse-Tals. Die Nummer beziehen sich auf der Tabelle S. 30.

durch die leicht erodierbare Sanddecke hindurch, drang zum liegenden Untergrund vor und begann sich allmählich in diesen zu vertiefen. Hier scheinen Klüfte und andere weniger widerstandsfähige Stellen des Untergrundes den Gang der Erosion gelenkt zu haben, da das Tal sich nicht frei schlängelt, sondern einen aus mehr oder weniger geraden Abschnitten gebildeten Verlauf nimmt.

Mehr ungehindert hat sich der Mündungsteil des Tals entwickelt, wo das Gefälle des Flusses ein stärkeres und die Erosion dementsprechend intensiver ist, und wo der Untergrund aus weniger widerstandsfähigem Sandstein besteht. Hier hat sich auch der spätere Entwicklungsgang des Tales deutlich in Gestalt von Talterrassen, alten verlassenen Schlingen und Umlaufsbergen dokumentiert.

Zeichnen wir ins Längsprofil des Unterlaufs des Purtse-Flusses (Fig. 15) nach den Daten der Tabelle S. 30 die Talterrassen ein, so sehen wir, dass sie hauptsächlich in zweierlei Höhe

vertreten sind: 4, 5—6 m und 1,5—2,5 m über dem gegenwärtigen Flussspiegel, und weisen so auf zwei Entwickelungsstadien des Tals und des Flussbetts hin. Eine jede der beiden Stufen bezeichnet einen bestimmten, längere Zeit anhaltenden Stand der Erosionsbasis. Dabei kann man beobachten, dass die obere Stufe von der Mündung aus aufwärts von 4 m auf 6 m ansteigt, während die untere eine rezente Flutsohle darstellt und mehr oder weniger in gleicher Höhe bleibt. Die obere Stufe ist dort am höchsten, wo heute das Gefälle am stärksten ist, und das Ansteigen derselben ist nicht allein eine Folge des gleichmässigen Eintiefens des Flussbetts infolge des Sinkens der Erosionsbasis, sondern auch eine Anderung im Längsprofil — und zwar das Zurückschreiten des Ortes stärksten Gefälles flussaufwärts — ist hierbei massgebend gewesen. Ausserdem finden wir im Tal noch in einzelnen Abschnitten andere Niveaus, die 3—3,5 m, 6,7—7 und 9—10 m über dem Flussspiegel liegen. Diese Niveaus entstammen einem älteren Entwickelungsstadium, und sind in ihrem ununterbrochenen Verlauf später durch den Fluss abgetragen und aus dem Zusammenhang gebracht worden.

Auf Grund dieser Daten erhalten wir folgende Vorstellung vom Entwicklungsgang des Flusstals. Das Flussbett befand sich 9—10 m über dem heutigen Flussspiegel und nahm bis zu der Schlinge 10—12[1]) ohne grössere Abweichungen ungefähr die heutige Lage ein. Bei der erwähnten Schlinge bildete es einen Bogen nach W. Von letzterem hat sich nur der 8- -9 m hohe Umlaufsberg 10 erhalten. Der Bogen selbst hat sich später bis auf die Höhe von 4,5 m vertieft. Von hier aus wandte sich der Fluss nach E (wovon keine Spur mehr zu sehen ist), um sich dann wieder dem W zuzukehren. Von letzterer Biegung zeugt die ungefähr 10 m hohe Stufe 8 und der im Mittel gleichfalls 10 m hohe westliche Teil des Umlaufsberges 4. Für eine weitere Spur könnte man die 6—7 m hohe Stufe 1 halten. Hier befand sich wahrscheinlich schon die damalige Flussmündung.

Infolge des fortlaufenden Sinkens der Erosionsbasis vertiefte sich das Tal immer mehr und blieb längere Zeit auf der Höhe von 4—6 m stehen. Wie schon gesagt, lag damals der Ort stärksten Gefälles der Mündung näher und das Gefälle war an dieser Stelle wahrscheinlich stärker als es augenblicklich ist.

1) Die Ziffern beziehen sich auf die Karte Fig. 4, S. 29.

Von diesem Stadium haben sich eine Reihe von Talsohlenleisten in Gestalt von Längsterrassen erhalten, welche uns den Flusslauf im allgemeinen zu rekonstruieren gestatten. Sich schwach windend und abwechselnd im W und E Prallhänge bildend, zog der Fluss ungefähr in der heutigen Richtung und Lage bis zur Schlinge 12 dahin, wo er die schon früher vorhandene Schlinge zu vertiefen begann und einen Umlaufsberg mit dem 4,5 m hohen westlichen Teil 11 bildete. Von hier wandte er sich nach E und dann von neuem nach W, den ca 6 m hoch gelegenen Grund der heutigen Schlinge 3 bildend. Weiterhin beschrieb der Fluss noch einmal einen Bogen im W, erodierte dabei den steilen Abhang der Sohle 2 und mündete schliesslich in nordwestlicher Richtung ins Meer.

In das eben beschriebene Bett schneidet sich ein sekundäres Bett ein, das beim anhaltenden Sinken der Erosionsbasis und bei dem Ausgleich und Rückschreiten des Gefälles entstanden ist, und heute noch in seinen allgemeinen Zügen besteht. Da die Sohle der Schlinge 3 ca 6 m hoch — was verhältnismässig viel ist — geblieben ist, muss diese Schlinge sich am frühesten vom Flusslauf getrennt haben. In Verbindung damit steht wahrscheinlich die Bildung der gegenüberliegenden 3 m hohen Sohle. Verhältnismässig spät vollzog sich die Abtrennung der Schlinge 12, weil ihr Grund fast in der gleichen (2,5—3 m betragenden) Höhe mit der heutigen Sohle liegt. Nach dem Durchbruch der Schlinge prallte der Fluss gegen den Sporn 8, begann diese intensiv zu erodieren und zurückzudrängen und bildete dabei an dieser Stelle die niedrige Sohle 9. Nachdem der Strom den Sporn 8 umgangen hatte, erodierte er den Umlaufsberg 5 und die südliche Mündung der ihn umgebenden Schlinge. Hier bildete er eine kleine Stufe aus und prallte dann gegen den östlichen Talhang 2. Die 2—3 m hohe Sohle am Fuss der letzteren stammt aus dieser Zeit.

Jetzt hat sich der Fluss während seines normalen Standes (im Sommer) von den Sohlen 9, 7 und 2 vollständig zurückgezogen, diese haben sich meist schon mit üppigem Grase und Gesträuch bedeckt, trotzdem das Frühlingshochwasser sie noch überschwemmt und mit Geröll überschüttet. Im entgegengesetzten Sinn, zerstörend und fortführend, arbeitet heute der Fluss am westlichen, steilen, der Stufe 14 gegenüberliegenden Abhang und an dem südöstlichen Rande der Terrasse 8. Auch

ist die letzte Schlinge vor der Mündung zwischen den Sohlenleisten 1 und 2 eine verhältnismässig junge Bildung, und die Erosion ist an deren steilem Westabhang in schwungvollem Gange.

b) Die Täler des Pühajõgi und von Voka-Konju.

Bei der Talung des Pühajõgi nahm jener weite Sund im östlichen Teil unseres Gebiets seinen Anfang, welcher im Lauf der ganzen spätglazialen Zeit das Peipsi-Becken zuerst mit dem Baltischen Eissee und dann mit dem spätglazialen Meer verband. Eine deutlicher abgegrenzte Talung bildete sich hier erst, nachdem der Wasserspiegel bis zur marinen Grenze gesunken war und nachdem sich der Rand der Küstentafel zwischen Künnapää und Päite über den Meeresspiegel erhoben hatte, was in die Zeit fällt, in der auch die Purtse-Talung entstand. Die Talung teilte sich bald in zwei Arme — die Talungen des Pühajõgi und von Voka-Konju, als die sie trennende Kliffküste von Voka den Meeresspiegel überstieg. Die Strandterrassen in der Mündung der Talungen des Pühajõgi und von Voka-Konju, wie auch die Oberfläche der Deltaaufschüttungen, die die Talungen erfüllen, liegen in der gleichen Höhe mit den entsprechenden Bildungen in der Purtse-Talung:

	Der Fuss der Strandterrasse	Die Oberfläche des Deltas
Die Purtse-Talung	44—46 m	40 m
Die Pühajõgi-Talung	39 „	34 „
Die Voka-Konju-Talung . . .	37 „	32 „

Zum endgültigen Abflussweg wurde der westliche Arm, die Pühajõgi-Talung, während die Talung von Voka-Konju allmählich austrocknete und zuwuchs. Der Rand der Stufenfläche wurde nur von kleinen Bächlein durchschnitten, welche den Quellen an der Tafelstufe entsprangen. Eines derselben hat man später zur Entwässerung einer weiter im S gelegenen sumpfigen Fläche ausgenutzt, indem man es durch einen Graben mit letzterer verband. Das anfänglich kleine Bächlein wurde durch den reichlichen Wasserzufluss zum Voka-Fluss und hat in der Stufenfläche ein tiefes Tal eingeschnitten, das durch die sandigen Deltaaufschüttungen hindurch bis in den aus Sandstein und blauem Ton bestehenden Untergrund dringt. Da also das Tal des Voka-Flusses eine verhältnismässig junge Bildung ist,

so konnten Windungen, tote Schlingen und Längsterrassen sich in ihm noch nicht in grösserem Masse ausbilden.

Das Pühajõgi-Tal dagegen hat schon einen längeren Entwicklungsgang durchgemacht, wovon verschiedene Spuren erhalten sind.

Wie aus der Tabelle S. 31 und Fig. 16 ersichtlich, sind bei den Längsterrassen im Mündungsteil des Pühajõgi-Tals drei Niveaus vorherrschend, die auf der Höhe von 1,5—3 m, 7,5—8 m und 13—15 m liegen. Von diesen ist das erste eine rezente Flutsohle und gleicht dem entsprechenden Niveau des Purtse-Tals (Fig. 15, Tab. S. 30). Das zweite Niveau könnte man vielleicht mit dem 4,5—7 m hohen Niveau desselben Tals parallelisieren, während das dritte, höchste Niveau einer früheren Ent-

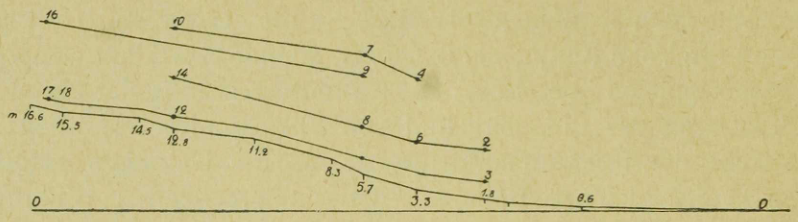


Fig. 16.
Die Längsterrassen des Pühajõgi-Tals. Die Nummern beziehen sich auf die Tabelle S. 31.

wicklungsstufe angehört, deren Spuren im Purtse-Tal augenscheinlich verwischt worden sind. Ausserdem sind die Spuren eines vierten, noch höheren Niveaus (der Sporn 7) — 20 m über dem Flussspiegel — zu sehen. Hierher gehören schon die dem Fluss näher gelegenen Teile der Talungssohle, wie die ausgedehnten Schotterfelder beim Dorf Pühajõe und im N und NW vom Gut Pühajõe, die im W durch eine Felsstufe begrenzt sind.

Im Tal des Pühajõgi haben später grosse Erdrutsche und Abstürze stattgefunden, die die Spuren der früheren Lage des Flussbetts vernichtet und aus dem Zusamenhang gebracht haben, wodurch die Rekonstruktion des Entwicklungsganges des Flusses erschwert wird. Aus den erhaltenen Spuren kann man nur feststellen, dass der Fluss, nachdem er sich vom 20 m hohen Niveau auf das 15—17 m hohe Niveau gesenkt hatte, bei der heutigen Stufe einen grossen Bogen nach W beschrieben hat, und sich hierauf

von hier nach E wandte (Terrasse 9), um sich dann wieder dem W zuzukehren, wofür die Terrasse 4 spricht. Die Schlinge umschloss den heutigen Sporn 7. Weiter folgte ein Sinken des Flussbetts ungefähr um 8 m, bis zu einer Höhe von 7,5—8 m. und dann ein zweites um 5—6 m, bis es das Niveau der heutigen Flutsohle erreichte.

c) Das Sõtke-Tal.

Noch lange nachdem sich die Täler des Purtse und des Pühajõgi ausgebildet hatten, befand sich an Stelle des Sõtke-Tals ein breiter Sund und herrschte eine freie Verbindung zwischen dem spätglazialen Meer und dem Peipsi-See. Zur Zeit der maximalen Ausdehnung des spätglazialen Meeres stand noch das ganze Gebiet zwischen Päite und den Bergen von Vaivaru unter Wasser. Die höchste marine Grenze befindet sich bei dem Sõtke-Tal ungefähr auf der Höhe von 35 m ü. d. M., die Terrassen an den Hängen beim Mündungsteil der Sõtke-Talung liegen aber 22 m und die Oberfläche der Deltaaufschüttungen 19—20 m ü. d. M. Die Bildung des Sõtke-Tals hat also merklich später begonnen, wohl ungefähr in einer Zeit, in der im Purtse- und Pühajõgi-Tal das Niveau II zur Ausbildung kam, oder ein wenig früher, da die höchsten Terrassen des Sõtke-Tals augenblicklich 8—9 m über dem Flussspiegel liegen (Fig. 17). Darauf folgte eine Senkung des Flussbetts um 5—6 m, welche der zweiten Vertiefung des Purtse- und Pühajõgi-Tals entspricht (im Pühajõgi 5—6 m, im Purtse-Fluss 4—5 m). Die rezente Flutsohle liegt im Sõtke-Tal 1—1,5 m über dem Flussspiegel.

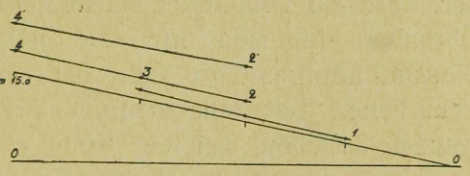


Fig. 17.
Die Längsterrassen des Sõtke-Tals. Die Nummern beziehen sich auf die Tabelle S. 33.

Nachdem die Schwelle zwischen dem Finnischen Meerbusen und dem Peipsi trocken gelegt war, nahm der Peipsi seinen Hauptabfluss durch den Narva-Fluss, so dass die zwischen den supramarinen Flächen von Päite, Vaivaru und Laagna gelegenen Meerengen sich nicht zu grösseren Tälern ausbilden konnten. Beim Sinken und Zusammenschrumpfen des Peipsi schnürten sich von ihm in der Nähe des nördlichen Randes der Küsten-

tafel kleinere niedrige Becken ab, die sich durch kurze, in das Küstenkliff eingeschnittene Täler entleerten (Perjatse, Pimestiku, Mammusaare, Utria), am Strande grosse wohlausgebildete sandige Schwemmkegel anhäufend. Später haben sich in diese flachen Muldentäler junge steilwändige Kerbtäler eingeschnitten. Von diesen ist am grössten und tiefsten das Utria-Tal, das sich jetzt zu einem Sohlental auszubilden beginnt.

d) Die Küste.

Der präglaziale Glint lag in einer gewissen Entfernung nördlich von der heutigen Linie des Küstenkliffs. Bei Aseri, Saka und Toila, sowie zwischen Künnapää und Päite, erhob sich der Glint über dem Spiegel des spätglazialen Meeres und wurde von der Abrasion allmählich zurückgedrängt. Das Fortschreiten der Abrasion hinderten nur die fluvialen Aufschüttungen in den Flussmündungen, wo sich das Ruhekliff ausgebildet hat. Die reichlichen Deltaablagerungen des Narva-Flusses schützen den ganzen östlichen Teil der Küste zwischen Türsamäe und Narva. In der Mündung des Narva-Flusses schob sich allmählich eine breite Deltaebene vor, die sich mit der Zeit immer mehr nach W erweiterte. Zur Zeit der Litorinatransgression reichte diese Deltaebene bis zum oben (S. 135) erwähnten Sandwall von Oovi-Riigi. Westlich davon grenzte das Litorinameer an das Küstenkliff an. Zur Zeit der ungefähr 2000 Jahre später erfolgten zweiten postglazialen Transgression[1]) hatte sich die Deltaebene des Narva-Flusses schon ungefähr bis nach Meriküla ausgedehnt, und der längs dem Strande noch weiter ausgebreitete Sandstreifen schützte das Kliff bis Pimestiku und Perjatse. Heute beginnt das von der Abrasion angegriffene Kliff erst bei Päite. Auf einer kürzeren Strecke sehen wir das zurückschreitende Kliff auch bei Utria, was im Gegensatz mit dem allgemeinen Charakter dieses Küstenteils steht und wahrscheinlich ein Ergebnis der ausgleichenden Wirkung der litoralen Kräfte ist.

Die an den Talhängen als Terrassen auftretenden Niveaus müssten mit den Transgressionsgrenzen am Strande korrespondieren, während der Eintiefungsperiode des Tals ein schnelleres Fallen des Meeresspiegels entsprechen würde.

Nimmt man für die Flutsohle eine Lage von 1—2 m über

1) Nach W. Ramsay, Fennia 47 № 4, Helsingfors 1926, S. 46.

dem Flussspiegel an, so musste die Litorinatransgression im Purtse-Tal (die Transgressionsgrenze liegt hier 14—15 m. ü. d. M.) durch eine in der Höhe von 16—17 m über dem Flussspiegel gelegene Terrassenserie angedeutet werden.

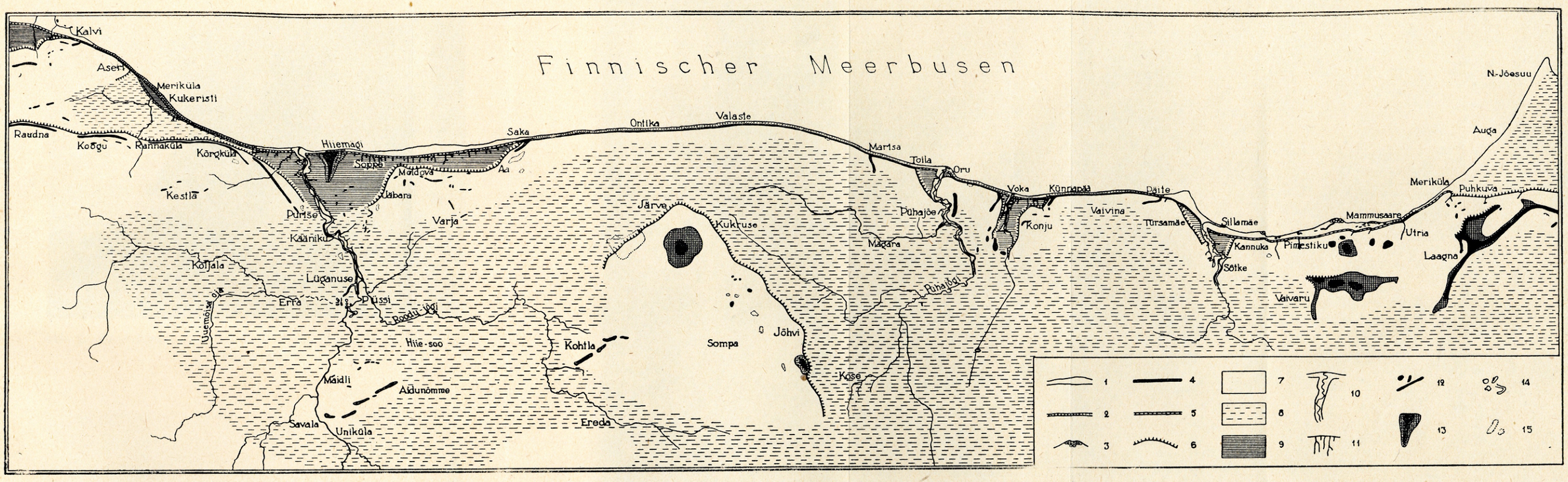
Einige Spuren von solchen Niveaus sind auch in Wirklichkeit vorhanden (Stufe 5, Tabelle S. 30). Viel deutlicher finden wir dieses Niveau im Tal des Pühajõgi, wo die Grenze der Litorinatransgression sich ungefähr 13—14 m ü. d. M. befindet und die entsprechende Terrassenserie in einer Höhe von 15—17 m liegt. Die angenommene zweite postglaziale Transgression wird aber in den Tälern durch keine Terrassenserie angedeutet. Vielleicht könnte das obere Niveau des Sõtke-Tals (8—9 m über dem Flussspiegel) in diese Bildungsperiode gehören, da die Grenze der postlitorinalen Transgression hier in einer Höhe von 7—8 m ü. d. M. liegen müsste. Dagegen tritt in grösseren Tälern ein deutlich ausgebildetes Niveau 5—7 m über dem Flussspiegel auf, welches vielleicht eine dritte postglaziale Transgression (oder wenigstens ein Anhalten der Niveauänderung — einerlei, ob aus isostatischen oder eustatischen Gründen) andeutet, deren „Grenze" sich hier ungefähr 4—5 m ü. d. M. befunden hätte. Bei meinen Untersuchungsarbeiten legte ich nicht viel Gewicht auf diese subrezenten Strandbildungen, aber jetzt beim Durchsehen des Nivellierungsmaterials finde ich, dass an mehreren Stellen am Strande wirklich ein anhaltend auf der Höhe von 4—5 m verbleibendes Niveau in Gestalt von Wällen oder kleinen Terrassen, besonders in dem vor der Brandung geschützten östlichen Teil der Küste, vorhanden ist.

Berichtigungen.

Seite	Zeile	Statt	Zu lesen
2	3 von unten	„Terra" 1926 № 1	„Terra" 1926 № 2
9	1 „ „	„Terra" 1926 № 1	„Terra" 1926 № 2
10	4 „ „	H. Hansen	H. Hausen
17	5 „ „	Mereküla	Meriküla
30	3 „ oben	Höhe ü. d. M.	Höhe über dem Flussspiegel
45	13 „ unten	hei	bei
89	14 „ „	(siehe Tabelle S. 90)	zu streichen.

Im Text und auf der Karte Taf. I ist für die Ortsnamen die offizielle estnische Schreibweise benutzt worden. Da in der früheren geologischen und morphologischen Literatur vorwiegend deutsche Ortsnamen gebraucht worden sind, so folgt hier eine Zusammenstellung der auf der Karte Taf. I angeführten Ortsnamen in estnischer und deutscher Schreibweise.

Aa	Haakhof
Aidunõmme	Aido-Nömme
Aseri	Asserin
Auga	Schmetzke
Ereda	Errides
Erra	Erras
Hiiemägi	Hiiemäggi
Hiie-soo	Hiie-Morast
Jõhvi	Jewe
Jäbara	Jabbaro
Järve	Türpsal
Kalvi	Pöddes
Kannuka	Kannuka
Kestla	Kestla
Kohtla	Kochtel
Koljala	Koljala
Konju	Raustfer
Koogu	Kook
Kose	Kosse
Kukeristi	Kuckers
Kukruse	Kuckers
S.-Kõrgküla	Gr.-Korkülla
V.-Kõrgküla	Kl.-Korkülla
Kääniku	Kännik
Künnapää	Künnapäh
Laagna	Lagena
Lüganuse	Luggenhusen
Maidli	Wrangelstein
Mammusaare	Monplaisir
Martsa	Martz
Meriküla	Merreküll
Moldova	Moldowa
Mägara	Mäggara
Narva	Narwa
Narva-Jõesuu	Hungerburg
Ontika	Ontika
Oru	Orro
Perjatse	Perjatz
Pimestiku	Pimestik
Puhkuva	Puchkuwa
Purtse	Purtze
Päite	Peuthof
Pühajõe	Pühhajöggi
Püssi	Neu-Isenhof
Rannaküla	Rannaküllа
Raudna	Raudna
Roodu	Roodu
Saka	Sackhof
Savala	Sawala
Sillamäe	Sillamäggi
Sompa	Sompäh
Soppe	Soppe
Sõtke	Söttküll
Toila	Toila
Türsamäe	Türsel
Uniküla	Unniküll
Utria	Udrias
Uuemõisa	Uuemois
Vaivaru	Waiwara
Vaivina	Sophienhof
Valaste	Wallast
Varja	Warjel
Voka	Chudleigh



Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen der nordostestländischen Küstentafellandes.

Massstab 1:200 000.

1 — der breite, ebene Strand; 2 — der schmale, unebene Strand; 3 — Blockstrand; 4 — das hohe, steile Kliff; 5 — das niedrigere, flachere Kliff; 6 — Tafelstufe; 7 — höhere, aufgewölbte Teile der Tafelfläche (Platten); 8 — niedrigere, eingesenkte Teile der Tafelfläche (Becken); 9 — die Stufenflächen; 10 — tiefes, gewundenes Sohlental; 11 — schmale, steilhängige Kerbtäler; 12 — Kleinkuppen und -rücken; 13 — Grosskuppen und -rücken; 14 — Karsthohlformen; 15 — die vom Menschen geschaffenen geschlossenen Hohlformen.

C. Mattiesen, Dorpat.



Abb. 1. Der schmale, schuttbedeckte Strand (Typus b) zwischen Oru und Voka.

(Juli 1924.)



Abb. 2. Der Geröllstrand bei Toila (Übergangstypus zwischen a und b).

(Aug. 1925.)

Tafel III.



Abb. 3. Sand- und Geröllstrand mit zahlreichen Wanderblöcken bei Perjatse (Übergangstypus zwischen a und b).

(Aug. 1925.



Abb. 4. Blockstrand bei Mammusaare (Typus c).

(Aug. 1925.)

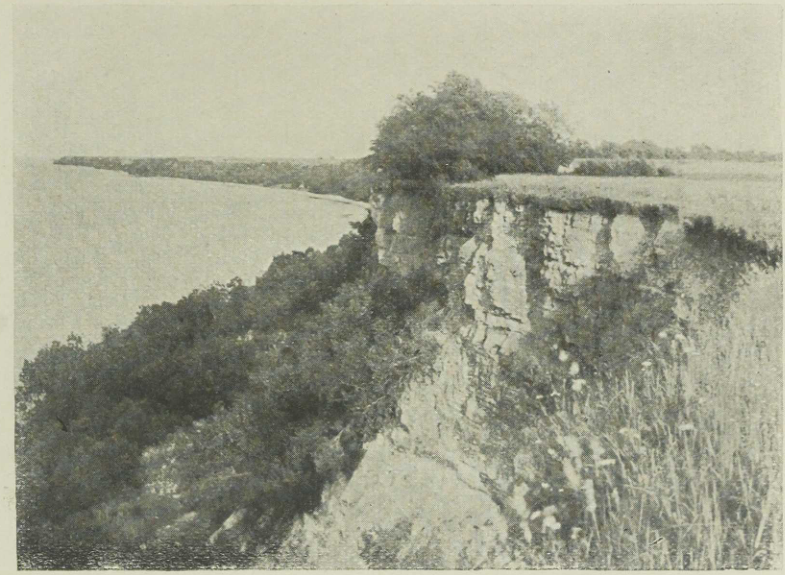


Abb. 5. Das hohe, steile Kliff bei Voka (Typus a).
(Aug. 1924.)

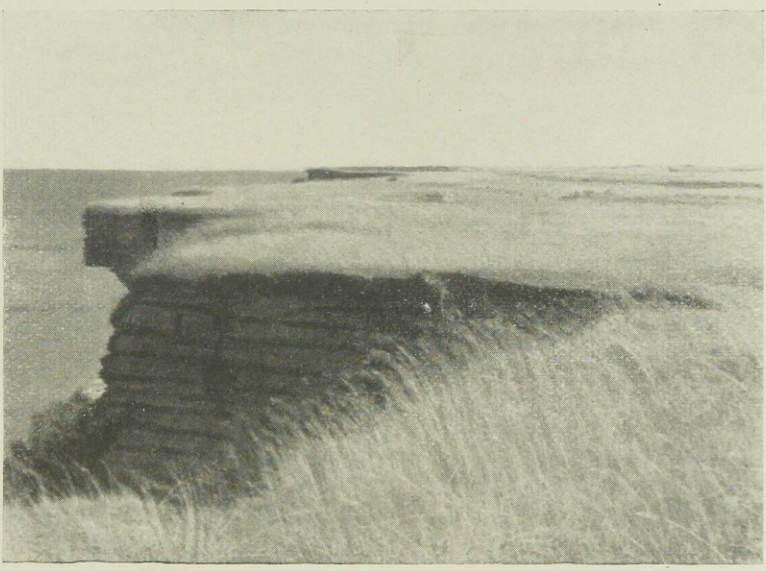


Abb. 6. Der zackige Verlauf des Kliffrandes bei Päite.
(Aug. 1924.)



Abb. 7. Das flache, bewachsene Kliff bei Toila (Typus b).

(Juli 1924.)



Abb. 8. Das flache, niedrige Kliff bei Kannuka (Typus b).

(Aug. 1924.)



Abb. 9. Die niedrige, sanftgeböschte Tafelstufe bei Toila.
Rechts — die Stufenfläche von Oru. (Juli 1924.)

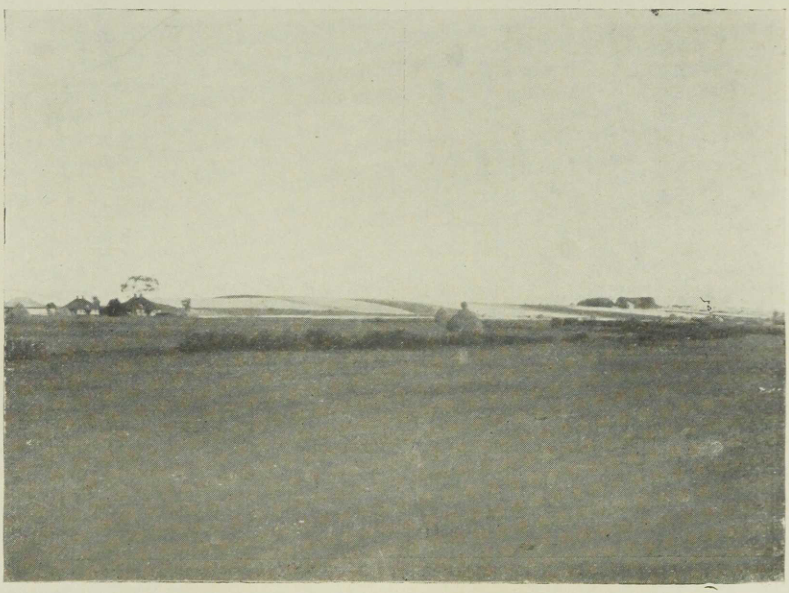


Abb. 10. Der Grossrücken „Hiiemägi“ auf der Stufenfläche von Purtse.
Von SE aus gesehen. (Juni 1922.)

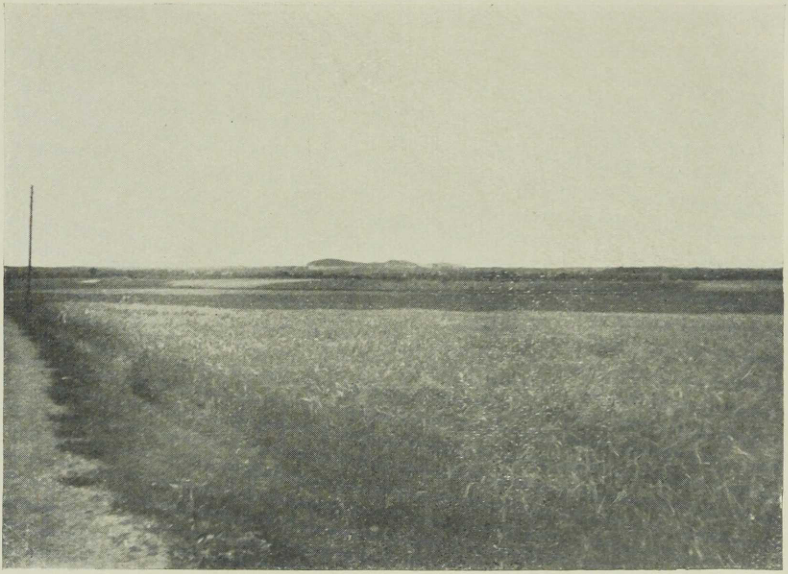


Abb. 11. Blick auf die ebene Tafelfläche und die Blauberge von Vaivaru, von NE aus. (Aug. 1925.)

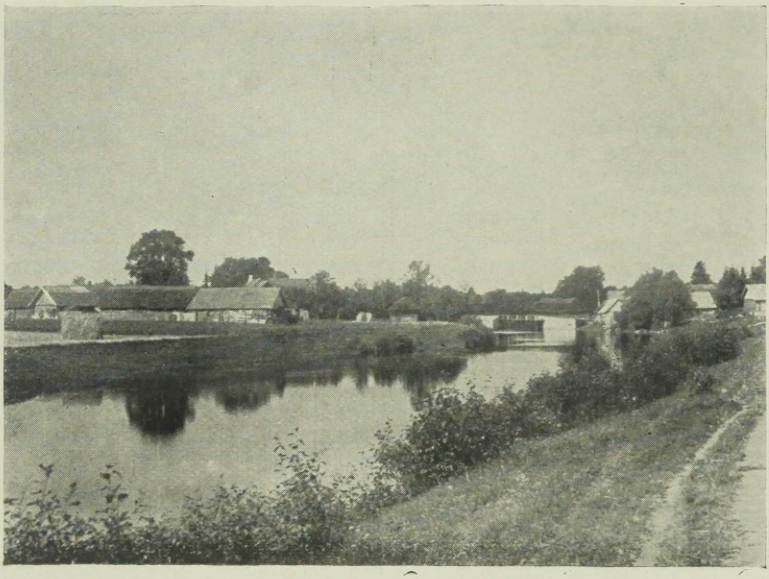


Abb. 12. Der flache Talgraben des Purtse-Flusses im südlichen Teil des Gebietes, beim Dorf Savala.
(Aug. 1924.)

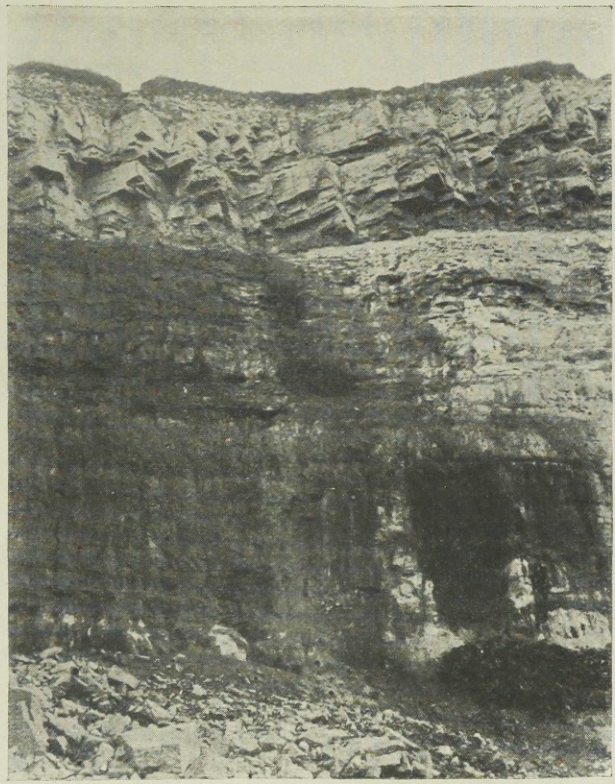


Abb. 13. Entblösste Kliffwand bei Voka. Der obere, aus Kalksteinen bestehende und von Diaklasen durchsetzte Teil der Wand unterscheidet sich deutlich vom unteren, aus Sandstein und Schiefer bestehenden Teil

(Aug. 1924.)

Tafel IX.

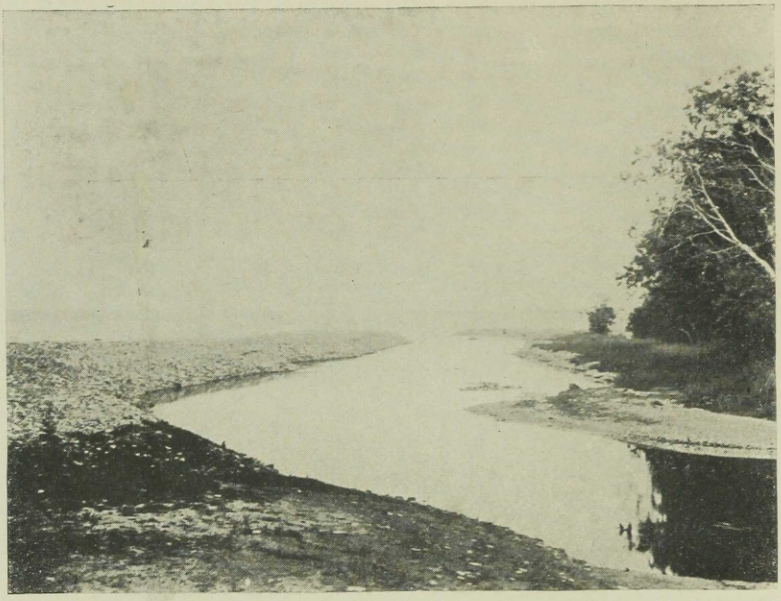


Abb. 14. Die Mündung des Pühajõgi. (Juli 1924.)

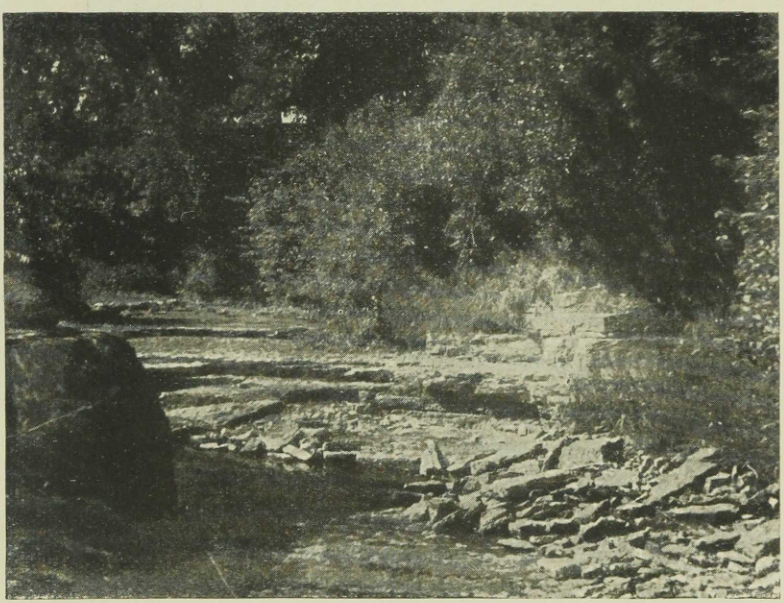


Abb. 15. Stufenartig abfallendes, trockenes Bett des Aluoja-Baches beim Gut Pühajõe. (Juli 1924.)

C. Mattiesen, Dorpat.

Erschienen sind:

№ 1. M. Haltenberger. Gehört das Baltikum zu Ost-, Nord- oder zu Mitteleuropa? 1925.

№ 2. M. Haltenberger. Recent geographical work in Estonia. 1925.

№ 3. M. Haltenberger. Der wirtschaftsgeographische Charakter der Städte der Republik Eesti. 1925.

№ 4. J. Rumma. Die Heimatforschung in Eesti. 1925.

№ 5. M. Haltenberger. Der Stand des Aufnahme- und Kartenwesens in Eesti. 1925.

№ 6. M. Haltenberger. Landeskunde von Eesti. 1926.
I. Die physische Struktur des Landes.

№ 7, 8. M. Haltenberger. Landeskunde von Eesti. 1926.
II. Die völkische und wirtschaftliche Struktur des Landes.

№ 9, 10. M. Haltenberger. Landeskunde von Eesti. 1926.
III. Die Siedlungs- und geopolitische Struktur des Landes.

№ 11. A. Mieler. Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Pirisaar in dem Zeitraum von 1682 bis 1900. 1926.

№ 12, 13, 14. A. Tammekann. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. 1926.

№ 15. E. Pipenberg. Eine städtemorphographische Skizze der estnischen Hafenstadt Pärnu (Pernau). 1926.