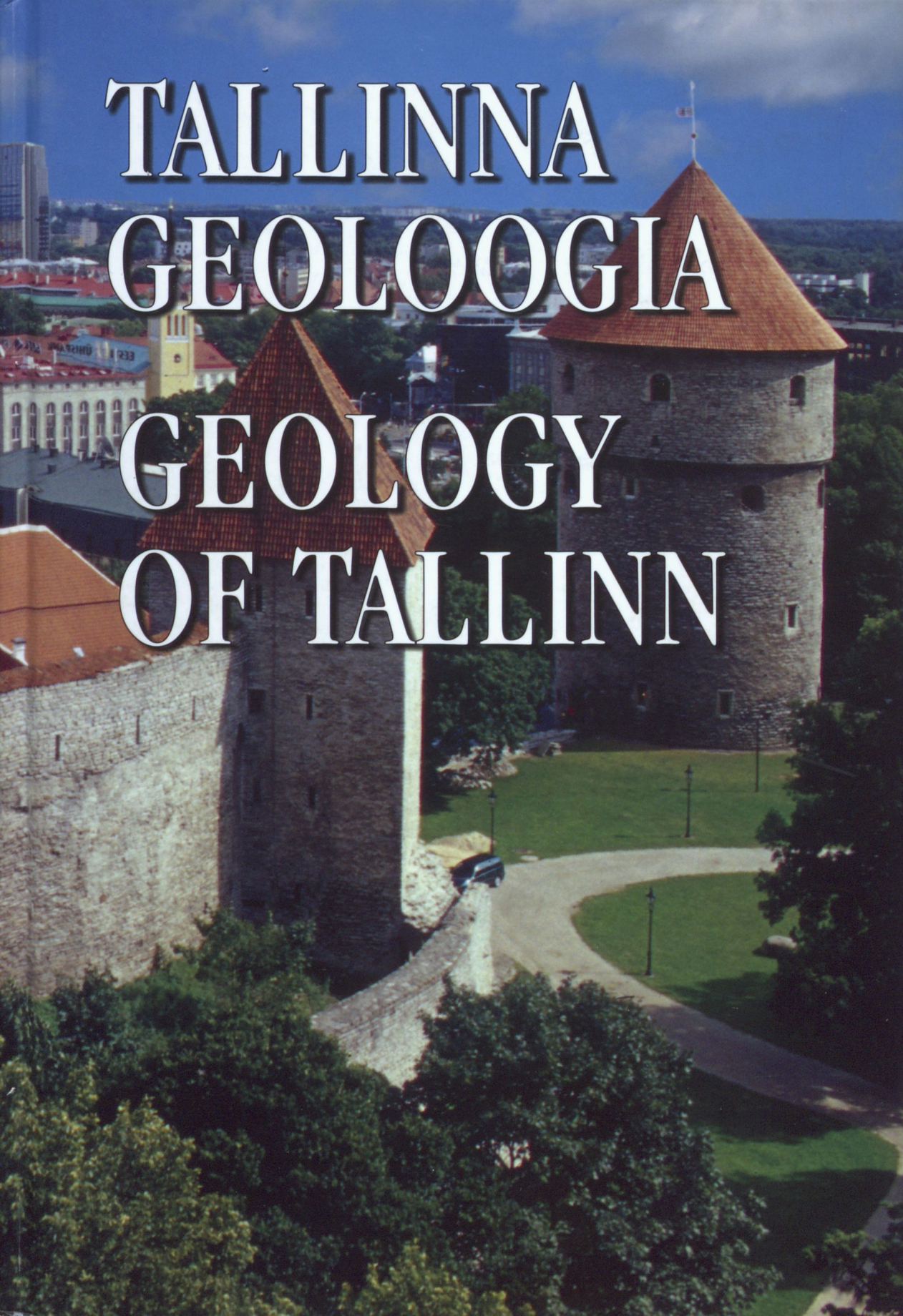


TALLINNA GEOLOOGIA

GEOLOGY OF TALLINN

Käesoleva kogumiku on tellinud Tallinna Linnavalitsuse Keskkonnaamet ning Kommunaalamet

The present collection was ordered by Tallinn Environment Department and Tallinn Municipal Engineering Service Department

Koostaja: Alvar Soesoo
Compiled by Alvar Soesoo

Tõlge inglise keelde: Helle Kukk (peatükid 6, 7, 8, 9, 13, 16) ja Saima Peetermann (eessõna, 1, 2, 3, 4, 5, 10, 11, 12, 14, 15, lõppsõna)

Translation into English by Helle Kukk (chapters 6, 7, 8, 9, 13, 16) & Saima Peetermann (Foreword, chapters 1, 2, 3, 4, 5, 10, 11, 12, 14, 15 & Concluding remarks)

Toimetajad: Alvar Soesoo ja Aasa Aaloe
Edited by Alvar Soesoo and Aasa Aaloe

Kujundaja: Raul Jaanson ja Noria Books™
Layout by Raul Jaanson and Noria Books™

NORIA BOOKS

Kaanefoto: Jaak Kadak, © Morgan Studio OÜ
Cover photo by Jaak Kadak, © Morgan Studio OÜ

Trükitud Tallinna Raamatutrükikojas
Printed in printing house Tallinna Raamatutrükikoda

KIK KESKKONNAINVESTEERINGUTE KESKUS

TALLINN UNIVERSITY OF TECHNOLOGY INSTITUTE OF GEOLOGY

TALLINN 2011 TALLINN · EUROOPA KULTUURIPEALINN

TALLINNA GEOLOOGIA

GEOLOGY OF TALLINN

TALLINN 2010

Sisukord

Table of contents

– 10 –
Sissejuhatus
Foreword

– 14 –
Alvar Soesoo
Eesti ja Tallinna geoloogilise ehituse põhijooni
Main features of geology of Estonia and Tallinn

– 40 –
Andres Marandi
Põhjavesi Eestis ja Tallinna ümbruses
Groundwater in Estonia and Tallinn

– 56 –
Rein Perens
Tallinna veevarustus ja põhjavesi
Public water supply and groundwater in Tallinn

– 70 –
Enn Pirrus
Tallinna aluspõhi
Bedrock of Tallinn

– 82 –
Jaak Nõlvak
Unikaalsed fossiilid – muistse elu jäljed Tallinna aluspõhjas
Unique fossils – traces of ancient life in the bedrock of Tallinn

– 90 –
Anto Raukas ja Elvi Tavast
Aluspõhja pealispinna reljeef Tallinnas
Bedrock topography in Tallinn

– 102 –
Anto Raukas
Tallinna pinnamood ja pinnakate
Topography and the Quaternary cover of Tallinn

– 118 –
Leili Saarse ja Jüri Vassiljev
Tallinna ala arengust Holotseenis
Holocene history of Tallinn

– 130 –
Avo Miidel
Maakoore nüüdisliikumised Tallinnas
Recent crustal movements in Tallinn

– 138 –
Kalle Suuroja
Klindilinn Tallinn
Klint town Tallinn

– 174 –
Alvar Soesoo ja Sigrid Hade
Tallinna loodusmälestisi
About nature monuments in Tallinn

– 184 –
Jaak Nõlvak
Geoloogilised retked Tallinnas ja selle lähiümbruses
Geological tours in Tallinn and its environs

– 202 –
Kaarel Orviku
Tallinna rannikuala geoloogia
Geology of the coastal area of Tallinn

– 230 –
Helle Perens
Tallinna ja selle lähiümbruse maavarad
Mineral resources on the territory of Tallinn and in its environs

– 252 –
Helle Perens
Paekivi ehituskivina
Carbonate rocks as building stone

– 278 –
Anto Raukas
Loodus- ja elukeskkond Tallinnas
Natural environment in Tallinn

– 284 –
Lõppsõna
Concluding remarks

TALLINNA GEOLOOGIA

GEOLOGY OF TALLINN

Sissejuhatus

Inimese mõju ümbritsevale looduskeskkonnale on viimaste aastakümnete jooksul märgatavalt suurenenud. Meie planeedi rahvaarv on jõudsasti kasvanud, arenenud riikide elanike elustandard on andnud aluse tarbimisühiskonna tekkeks. Viimasel ajal räägime kõvahäälselt kliimamuutusest ja selle pidurdamisest, tihti puuduvad rääkijal või poliitika kavandajal aga vastavad teadmised Maa looduskeskkonna muutustest ja seda põhjustavatest teguritest. Paljud linnad on arenenud suurlinnade või megalinnade tasemele, luues sellega väga tihedalt asustatud piirkondi, mis eeskätt tarbivad ressursse. Paljudes regioonides ja isegi riikides on puudu joogiveest, energia kallineb, toormehinnad kasvavad jne. Oleme aru saanud ja tunnistanud, et viimase kümnendi jooksul on inimesest saanud suurim looduskeskkonda ümberkujundav faktor planeedil Maa. Meile jäävad alla paljud võimsad geoloogilised protsessid nagu erosioon või vulkaaniline tegevus. Kõik need muutused on selgelt märku andnud, et paremate teadmistega loodusteadustest, eeskätt aga geoteadustest, saaks pehmendada negatiivsete protsesside tagajärgi, mõningaid protsesse ka ära hoida. Geoloogia on tõusev teadus, millel on vastused nii mõnelegi rahvaid kummitavale probleemile. Seda kindlasti ka linnade ja suurlinnade kontekstis. Niikaua kui linn ei ole õhu- ja energiakindla kupliga eraldatud ülejäänud looduskeskkonnast, jääb ta ikka osaks planeedi muutuvast maastikust ning osaleb selle ressursi- ja energiaringes.

2007. a kutsuti maailma tasandil ellu Rahvusvaheline Planeet Maa Aasta (2007–2009). Selle ÜRO, UNESCO ja IUGSi (Rahvusvahelise Geoloogiateaduste Liidu) ühise initsiatiivi eesmärgiks oli ja on propageerida Maa-teadusi ja nende olulist rolli ühiskonna jätkusuutliku arengu toetamisel. Rahvusvaheline Planeet Maa Aasta programm keskendub väga laiapõhjalisele haridus- ja teavitustööle ning erinevatele teadusprobleemidele, mis kõik on otseselt seotud meie igapäevase elukeskkonna ja -tegevusega. Kümme kõige aktuaalsemat temaatikat, millele tänapäeva maailm selle ettevõtmise raames keskendub, on:

- Põhjavesi: reservuaar janusele planeedile?
- Keskkonnariskid: ohtude vähendamine ja teadlikkuse tõstmine
- Maa ja tervis: turvaline keskkond
- Kliimamuutused: „kivine lint"
- Maapõuerikkused: jätkusuutliku kasutamise suunas
- Megalinnad: ehitame sügavamale ja ohutumalt
- Sügav Maa: koorest tuumani
- Maailmameri: aja sügavik
- Muld: Maa elav nahk
- Maa ja elu: mitmekesisuse sünd

Ei ole keeruline mõista, et enamus neist küsimustest on ka meie igapäevase eluga seotud. Paremad teadmised Maa-teaduste valdkonnas annaksid Eestile ja Tallinnale võimaluse õppida teiste vigadest, tegema kaalutletud ja haritud poliitilisi ja ametkondlikke otsuseid ning viima elu edasi ilma, et tulevikupõlvkonnad peaksid sellest kannatama. Kuna me kõik jagame ühist planeeti, siis mõjutavad meie tänased (ja eilsed) otsused ka teisi maid ja riike, aga ka vastupidi.

Foreword

In recent decades the human impact on the environment has considerably grown. The population has noticeably increased, and the high standards of living of developed countries have favoured the formation of consumer society. In recent years the climate change and hampering the latter has become more and more topical, but often the knowledge on the changes in Earth's environment and the factors triggering the latter is insufficient. Several towns have grown into cities or megacities, thus creating extremely densely populated regions, which first and foremost consume the resources. In many such regions and even countries there is a lack of drinking water, the prices of energy and raw materials increase, etc.

We have reached the understanding and admitted that in the last decade the mankind has become the major factor reorganizing the environment on planet Earth, the influence of several powerful geological processes, e.g. erosion or volcanic activity is smaller. All these alterations have clearly signalled that better knowledge of natural science, firstly of geosciences would mitigate the consequences of negative processes, in some cases even avoid them. The importance of geology is increasing; it could answer quite many topical questions, also in the context of cities and megacities. As far as a town is not separated from the rest of the environment by an airtight and energy-proof cupola, it will be a part of the changing landscape of our planet and will participate in its resource and energy circulation.

In 2007 the International Year of Planet Earth was initiated, its activities spanning in three years 2007–2009. The aim of this joint initiative of UN, UNESCO and IUGS (International Union of Geological Sciences) was and still is to advocate the geosciences and their important role in supporting the sustainable development of the society. The programme of the International Year of Planet Earth is focussed on extensive education and informing activities as well as various scientific issues, all of which are directly related to our everyday life environment and human activity.

The Year's ten most topical research themes, on which the world public will focus within the current matter are the following:

- Groundwater: reservoir for a thirsty planet?
- Hazards: minimizing risk, maximizing awareness
- Earth and Health: building a safer environment
- Climate change: the 'stone tape'
- Resources: sustainable power for sustainable development
- Megacities: going deeper, building safer
- Deep Earth: from crust to core
- Ocean: abyss of time
- Soil: Earth's living skin
- Earth and Life: origins of diversity

It is obvious that most of these topics concern also our everyday life. Better knowledge in the field of Earth sciences would enable Estonia and Tallinn to

Käesoleva artiklite kogumiku eesmärk on anda ülevaade geoloogilistest faktoritest ja protsessidest, mis on olulised Tallinna linna ja Eestiga seoses, samuti anda oma panus geoloogiliste teadmiste populariseerimisele, teadmiste viimisele nii otsusetegija, poliitiku kui ka iga linna- või maainimese, õpetaja ja kunstniku juurde. Omades teadmisi looduses toimuvatest protsessidest ja nende põhjustest, saame elada täisväärtuslikku elu, mis ei toimu kellegi või millegi arvel. Kuna geoloogilised protsessid on laiaulatuslikud – regionaalsed, siis ei olnud võimalik kokku seada ka artiklite kogumikku, mis puudutaks pelgalt Tallinna piires toimunud või toimuvaid protsesse. Kogumik on koostatud Eesti oma ala spetsialistide poolt, kes on kasutanud aastakümnetega kogunenud teadmisi ja kõige värskemaid sünteese erinevate teadusvaldkondade piirimailt. Autorid loodavad väga, et lugeja leiab kogumikust täiendusi oma teadmistele ning saab positiivse tõuke nii Tallinnas kui ka tervel planeedil toimuvate geoloogiliste protsesside paremaks mõistmiseks.

Käesoleva artiklite kogumikuga toetatakse Tallinna kui Euroopa 2011. a kultuuripealinna tegevusi ning Eesti osalemist Rahvusvahelise Planeet Maa Aasta 2007–2009 ettevõtmistes.

Otsimist, leidmist ja mõistmist selles, mis toimub meie ümber ja planeedil Maa!

Autorite nimel,
Alvar Soesoo

learn from others' mistakes, make well-considered and scholarly political and departmental decisions and give the future generations a sustainable world to live in. We all share the same planet, therefore the decisions we make today (and made yesterday) influence also other countries and nations, and vice versa.

The goal of the current collection of papers is providing a review on geological agents and processes important in the context of Tallinn as well as Estonia, propagating the geological knowledge, and delivering the latter to decision-makers and politicians, as well as townsmen and country people, teachers and artists.

The knowledge on the processes taking place in nature and their reasons allows us living full-value life, which is not on the account of anybody or anything. Considering the regional character of geological processes, it is obvious that the current collection of articles does not discuss only the processes and phenomena bordering strictly with Tallinn. The papers are compiled by scientists and specialists who have applied the knowledge accumulated in decades of activity, but also the newest syntheses of frontier sciences. We sincerely hope that the audience will find from this book useful, providing fresh knowledge and giving a positive impulse for better comprehension of geological processes and their connections in Tallinn, Estonia, and on the whole planet Earth.

The current collection supports the activities of Tallinn – European Capital of Culture 2011, and participation of Estonia in the activities of the International Year of Planet Earth 2007–2009.

We wish everyone seeking, finding and understanding the local as well as worldwide processes.

On behalf of the authors
Alvar Soesoo

Eesti ja Tallinna geoloogilise ehituse põhijooni

Alvar Soesoo

Tallinna geoloogilisest ehitusest ülevaate saamiseks ei piisa ainult linna ja selle lähiümbruse geoloogia tundmisest, vaid peaks mõistma Maa geoloogilist arengut mõnevõrra laiemalt. Geoloogilised protsessid toimuvad ajas ja ruumis, mis ületab miljoneid aastaid ja sadu ning tuhandeid kilomeetreid. Kivimid, millel lasub tänapäeva Tallinn, on oma arengu läbi teinud sadu miljoneid aastaid tagasi ja on olnud suurte geoloogiliste struktuuride – iidsete merede või maismaa – koostisosad. Seepärast teeme geoloogilise ekskursiooni tuhandete miljonite aastate taha ja püüame mõista, mis toimus meie alaga neil kaugetel geoloogilistel aegadel. Siinkohal on küll õige väita, et tundes minevikku, oskame mõista olevikku ja hinnata võimalikke globaalseid geoloogilisi tulevikustsenaariume.

Eesti asub iidse kristalsetest kivimitest struktuuri – Fennoskandia kilbi lõunanõlval ning see määratleb üldjoontes ka Eesti geoloogilise ehituse põhijooned. Meie koduse maakoore läbilõige on suhteliselt lihtne: Tallinna (sarnaselt kogu Eestigi) all asuvad kristalsed kivimid, mis Eesti territooriumil kusagil ei paljandu, kuid jõuavad maapinnale Tallinna partnerlinnas Helsingis. Kristalse aluskorra peal lasuvad settekivimid – kunagises merepõhjas ladestunud setted. Kõvad kristalsed kivimid koos settekivimitega moodustavadki Tallinna aluspõhja. Aluspõhjal omakorda lasuvad pudedad purdsetted või ka mõnevõrra tihkemad setted – moreenid. Aeg, mil need erinevad kivimikihid tekkisid, on tavainimesele hoomamatu. Kristalsed kivimid kujunesid umbes 1,8 kuni 1,6 miljardit aastat tagasi, aluspõhja settekivimid aga umbes 550–350 miljonit aastat tagasi ja kõige nooremad, pinnakattesetted, on pärit jääajast. Seega võime öelda, et kohale, kus asub Tallinna linn, pandi alus juba ligi 1,9 miljardit aastat tagasi. Piirkonda on kujundanud aga ka kõik järgnevad geoloogilised sündmused, mis mõistagi toimusid ulatuslikus, kontinente hõlmavas ruumis. Kui mõni sündmus selles pikas sündmuste ahelas ei oleks toimunud või oleks teistmoodi toimunud, siis oleks ka meie koduse Tallinna ja kogu Eesti geoloogiline ehitus olnud teistsugune.

Aluskord: kristalsed kivimid ja Proterosoikumi eoon

Alustame kaugematest aegadest ehk ajastust, mida geoloogid tunnevad Proterosoikumina. Nagu öeldud, ei ulatu kristalsed kivimid Eesti territooriumil maapinnale. Kuidas me siis nende kohta teame? Geoloogid ja teised Maa-teadlased kasutavad sügavamate maakoore kihtide uurimiseks mitmeid otseseid ja kaudseid meetodeid. Põhiliseks otseseks meetodiks on puurimine. Ulatuslikult puuriti Eestis eelmise sajandi 60–80ndatel aastatel. Sellest tegevusest on säilinud puursüdamikud (joonis 1), millest selgub, et kristalsete kivimiteni jõudmiseks peab puurauk Tallinna piirkonnas olema paarisaja meetri sügavune, Lõuna-Eestis aga juba 500–800 meetri sügavune. Nagu juba öeldud, paljanduvad samasugused kivimid Tallinnast 80 km põhja pool ehk Soome lõunarannikul. Lõuna-Soome aladele tüüpilist kristalset kivimit võime muidugi näha ka rohkete rändkivide näol (joonis 2).

Puurimistulemused on näidanud, et Eesti aluskorra kivimite ülemise osa moodustab savimineraalidest koosnev murenemiskoorik, mille paksus kõigub mõnest meetrist kuni 150 meetrini. Murenemiskoorik on tekkinud kristalsete

Main features of geology of Estonia and Tallinn

Alvar Soesoo

To provide a comprehensive review on the geological setting and processes in Tallinn and its nearest surroundings, one should consider also the geological development of planet Earth in general. Geological processes occur in time and space covering millions of years and hundreds and thousands square kilometres. The rocks on which Tallinn is situated have been subject to geological processes during several millions of years, they have been a part of extensive geological structures, e.g. ancient seas or land areas. Therefore we will take a geological tour thousands of millions years back in time and try to understand which processes occurred here in ancient geological times. Knowing the past allows to understand the present and assess the possible geological future scenarios.

Estonia is situated on the southern slope of an ancient structure of the crystalline rocks and this in general determines the main features of geological setting of Estonia. On Estonia's territory the geological sequence is rather simple: the lowest part is formed by crystalline basement rocks which do not crop out anywhere in Estonia, but are exposed for example in Helsinki in Finland. The crystalline basement is covered by sedimentary rocks – lithified sediments one deposited on the seafloor. These rocks form the so-called bedrock of Tallinn. The sedimentary bedrock in turn are overlain by loose sediments or somewhat stiffer ones – tills. All these sediments and rocks formed in a time sequence which is imperceptible for the man in the street. Crystalline rocks formed ca 1.8–1.6 billion years ago, the bedrock – 550–350 million years ago and the topmost Quaternary deposits originate from the glaciation period. Thus, to put it in a popular way, the current location of Tallinn was established already almost 1.9 billion years ago. All the following geological processes have modified the area. If any of them would not have occurred, the geological setting of our home town and homeland would have been very much different.

Crystalline basement: crystalline rocks and Proterozoic Eon

As said before, crystalline rocks do not crop out in Estonia. Geologists and other Earth scientists use various indirect and direct methods do investigate the deep parts of Earth's crust. Main method is drilling. Extensive drilling projects were carried out in the 1960s–1980s. As a result, drill-cores have been obtained (Figure 1). The crystalline

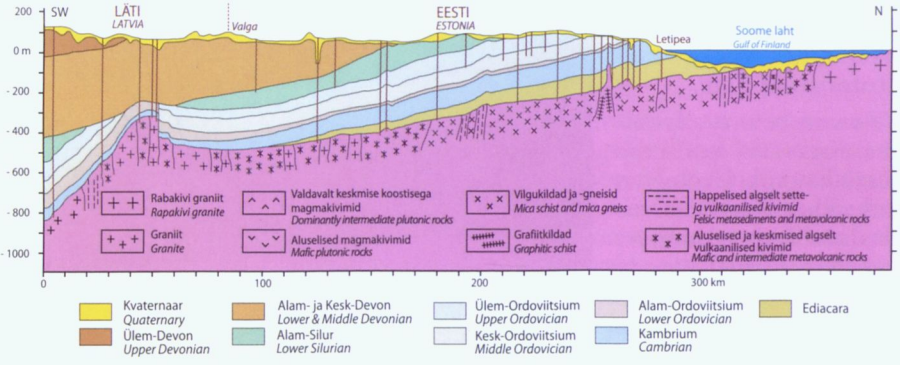
Joonis 1. Sügavalt maapõuest saadakse kivimmaterjali puurimise abil. Puursüdamik Eesti aluskorrakivimitest.

Figure 1. Rock material from deep Earth's crust is obtained by drilling. Photo: A. Soesoo.

Joonis 2. Kristalsete kivimite heaks näiteks on jääaja sõnumitoojad – rändrahnud. Eriti Põhja-Eesti rannikualal laialdaselt esinevad kristalsete kivimite tükid on kunagi mandrijää poolt toodud Soome aladelt. Ehalkivi – Eestimaa suuremaid rändkive.

Figure 2. Erratic boulders – messengers of ice age. Erratic boulders especially in the coastal area of northern Estonia have been transported here by continental glacier. Ehalkivi – one of the largest erratic boulder in Estonia. Photo: H. Bauert.

kivimite lagunemisel. Hilis-Proterosoikumis aset leidnud ulatusliku denudatsiooni käigus kulutati meie aladel paiknenud mäeahelikud (mis ilmselt moodustasid koos Lõuna-Soomega ühtse süsteemi) tasandikuks. Eesti aluskorra-kivimite pind ongi nüüd lõuna suunas kaldu, moodustades niimoodi Eelkambriumi vanusega Fennoskandia kristalse kilbi lõunanõlva. Pinna kallakus ei ole suur, ulatudes 2–4 meetrini kilomeetri kohta. Kui näiteks Vaindloo saarel Soome lahes on kristalsete kivimite sügavus vaid 67,5 meetrit, siis Edela-Eestis Häädemeestel on see 629 meetrit ning Ruhnu saarel Riia lahes koguni 784,1 meetrit (joonis 3). Eesti soost, hiljem Austraalias töötanud geoloog Armin Öpik oli ilmselt esimene teadlane, kes vaatles Eesti aluskorrakivimeid Fennoskandia kilbi Svekofennia mäetekkevööndi osana. Tänapäeval me teame, et vähemasti Põhja-Eesti kristalsed kivimid on väga sarnased Lõuna-Soomes paljanduvatele kivimitele. Eesti aluskorra kristalsete kivimite kohta on saadud teavet ka nn kaugmeetoditel – näiteks uurides maakoore geofüüsikalisi välju, sealhulgas kivimite tihedust, elektrilisi ja magnetilisi omadusi.



Joonis 3. Põhimõtteline läbilõige Eesti aluskorra ja aluspõhja kivimitest Lõuna-Soomest Põhja-Lätini. H. Bauerti järgi, modifitseeritud.

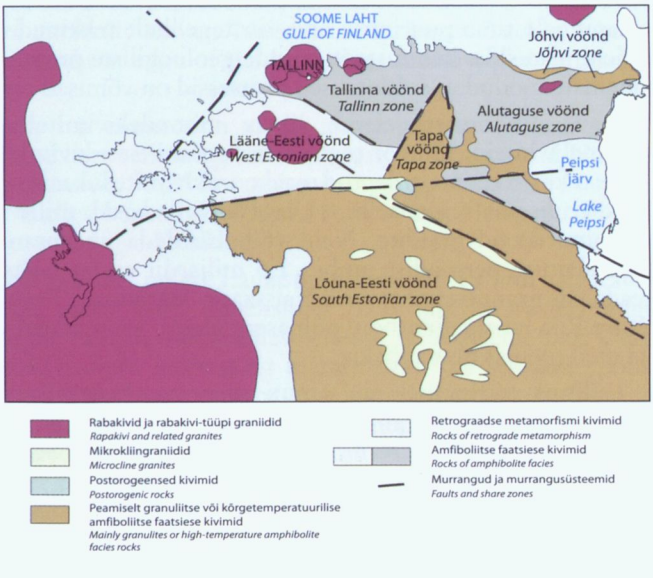
Figure 3. Cross-section of Estonian crystalline basement and sedimentary bedrock from southern Finland to North Latvia. Modified after H. Bauert.

rocks characteristic of southern Finland can be observed also in abundant erratic boulders (Figure 2). In Tallinn region similar rocks lie at a depth of ca 500–800 m. Geologists name the crystalline rocks as crystalline basement.

Information about the crystalline basement rocks can be obtained also by indirect methods – e.g. by investigating the geophysical fields of the Earth's crust, including the density of rocks and electric and magnetic properties. The drilling results have showed that the top part of the crystalline part is made of weathering crust consisting of clay mineral (e.g. kaolinite) some meters to 150 m in thickness. The weathering crust has formed in the result of weathering of crystalline rocks. Later in the Proterozoic extensive denudation took place and the mountain chain which then covered the territory were eroded into plain. Presently the surface of the crystalline basement is inclined southwards (2–4 m/km), thus forming the southern slop of the ancient Fennoscandian Shield, Precambrian in age. On Vaindloo Island in the Gulf of Finland the crystalline basement lies at a depth of 67.5 m below ground surface, but in southwestern Estonia in Häädemeeste they occur 629 m below ground surface and on Ruhnu Island in the Gulf of Riga at 784.1 m (Figure 3). Armin Öpik probably was the first scientist who considered the crystalline basement of Estonia as a part of Svecofennian orogenic belt of the Fennoscandian Shield. Today we know that at least in northern Estonia the crystalline rocks greatly resemble the rocks cropping out in southern Finland.

The crystalline basement of Estonia is divided into two large units: North Estonian and South Estonian belt (Figure 4). The Paldiski–Pskov deep fault systems serves as the boundary between the two belts. The above belts are in turn divided into six sub-belts or zones: Tallinn, Alutaguse, South Estonian, West Estonian, Tapa and Jõhvi. The latter differ by rock types (ancient sedimentary or volcanic rocks), their degree of metamorphism and other chemical-geophysical properties.

The rocks of South Estonian belt were primarily formed at a depth of ca 18–25 km, where the pressure reached 5–6 kilobars and the temperature sometimes exceeded 700 °C. Under such conditions the primary sedimentary rocks as well as those formed in the result of magmatic and volcanic



Joonis 4. Eesti kristalse aluskorra jaotus arenguliselt ja kivimiliselt erinevatesse üksustesse.

Figure 4. Division of the crystalline basement of Estonia.

Eesti territooriumil jaguneb kristalne aluskord kaheks suureks geoloogiliseks üksuseks – Põhja-Eesti ja Lõuna-Eesti vööndiks (joonis 4). Vööndid on teineteisest eraldatud Paldiski–Pihkva tektoonilise süvamurrangute süsteemiga. Kivimitüüpide, nende moondeastme ja muude omaduste alusel võib nende vööndite piires eraldada veel kuus tsooni või alavööndit: Tallinna, Alutaguse, Lõuna-Eesti, Lääne-Eesti, Tapa ja Jõhvi alavöönd.

Praegu kõige sügavamal paiknevad Lõuna-Eesti kristalsed kivimid on kujunenud umbes 18–25 kilomeetri sügavusel, kus rõhk ulatus 5–6 kilobaarini ning temperatuur ületas vahel 700 °C. Sellistel tingimustel tekkisid algsetest sette- ning magmakivimitest moondekivimid. Suhteliselt kõrgel rõhul tekkinud moondekivimeid nimetavad geoloogid granuliitideks. Lääne-Eesti ja Tapa alavööndi põhiliseks kivimitüübiks on amfiboliidid ja erinevad gneisid. Kitsalt väljavenitatud kujuga Jõhvi alavöönd koosneb samasugustest gneissidest, millele lisanduvad veel magnetiit-kvartsiidid, mis põhjustavad sealkandis tugeva magnetanomaalia. Jõhvi magnetiit-kvartsiidid on teada juba eelmise sajandi esimesest poolest. Magnetiit-kvartsiitide lasund on umbes 100 meetri paksune ning sukeldub järsu nurga all sügavusse. Rauamaagi varusid selles kivimkehas kuni 500 meetri sügavuseni on hinnatud 350 miljoni tonnini, sügavuseni 700 m on aga varude suuruseks juba vähemalt 600 miljonit tonni.

Tallinna alavööndile on iseloomulikud nii iidsed vulkaniidid kui ka settelised kivimid, mis on samuti moondunud erinevateks gneissideks. Uuringutest järeldub, et Tallinna ja Alutaguse alavööndi kivimid on tunda saanud siiski pisut madalamat rõhku ja temperatuuri kui Eesti teiste alavööndite kivimid. See on ka põhiline erinevus Põhja- ja Lõuna-Eesti vööndite vahel. Enamus Eesti kristalseid kivimeid ongi moondekivimid ning tekkinud rõhkude juures, mis vastavad umbes 10–20 km sügavusel olevatele rõhkudele. Siit järeldub, et ka see kivimmaterjal, mida me saame maapinnale tuua puurimise abil, on tegelikult tekkinud sügaval maapõues ning hiljem ulatuslike kulutuste ja muude geoloogiliste protsesside käigus maapinnale lähemale toodud. Geoloogilised protsessid on võimsad oma olemuselt!

Eesti aluskorrast leiame lisaks moondekivimitele ka neist nooremaid magmakivimeid. Tihti on tegu väikeste graniitsete kivimkehadega – plutoonidega, mille teke on enamasti seotud maakoorekivimite lokaalse ülessulamisega. Kuid on ka keerulisema regionaalse tekkega kivimkehasid, mille näitena võiks nimetada kaaliumirikkaid graniite. Neid võib käsitleda ühe osana suuremast maakoore ülessulamise perioodist umbes 1,6 miljardit aastat tagasi. Eesti aluskorrast on teada viis graniitset plutooni: Naissaare, Märjamaa, Taebla, Neeme ja Ereda. Ka suure Riia rabakiviplutooni põhjaserv ulatub Saaremaani ning seega on tinglikult ka meil olemas oma rabakivi.

Tallinna piirkonnal on samuti seos graniitsete magmakivimitega. Nimelt paikneb linn kahe graniitse plutooni – Naissaare ja Neeme vahel. Naissaare plutoon on ligikaudsete mõõtmetega 50 x 25 km. See haarab kogu Naissaare saare, tema idaserv ulatub Põhja-Tallinna ja Haabersti piirkonna alla, kagupiir läheb läbi praeguse Kristiine linnaosa. Lääne suunas ulatub plutoon Laulasmaani. Muidugi on see kivimkeha piiritletud geofüüsikaliste uuringute abil ja selle tegelik kontuur võib olla tunduvalt keerulisem tänapäevastele kaartidele märgitust. Tallinnast idas paikneb eelmisest väiksem Neeme plutoon, mille mõõtmed on umbes 25 x 20 km ja mis ulatub Maardust Kaberneeme laheni. Viimase ajani on nimetatud graniidilasundid kujutanud endast vaid nn teaduslikku teadmist. Ometi

activity turned into metamorphic rocks. Geologists call the rocks formed at relatively high pressure granulites. In West Estonian and Tapa zones the main rock types are amphibolites and different gneisses. The Jõhvi zone is made of similar gneisses accompanied by magnetite-quartzites, the latter causing a strong magnetic anomaly. The Jõhvi magnetite-quartzites were discovered already at the first half of the 20th century. The bed of magnetite-quartzites is about 100 m thick and submerges at high angle. The reserves of iron ore are estimated to amount to 350 million tonnes (calculations to a depth of 500 m), and 600 million tonnes when calculations are made to a depth of 700 m.

Tallinn zone is characterised by ancient volcanites as well as sedimentary rocks which have also been metamorphosed into different gneisses. The investigations have shown that in Tallinn and Alutaguse zones the pressure and temperature have been somewhat lower than in other zones. This is also the main difference between the North and South Estonian belts. By rock types and the age of rocks the crystalline basement rocks of Estonia resemble those of southern Finland. Most crystalline rocks in Estonia are metamorphic rocks and have formed at pressures corresponding to those at a depth of ca 10–20 km. Consequently the rock material delivered to ground surface by drilling has actually formed deeper in Earth's crust and has reached closer to the ground surface by extensive erosion and other geological processes.

Besides metamorphic rocks also igneous rocks are found in our crystalline basement. The latter are younger and often occur as small granitic bodies – plutons. Their formation is frequently related to local melting of rocks inside the Earth's crust, but sometimes rock bodies of more complex formation occur as well, e.g. the potassium granites ca 1.6 billion years in age. The latter can be considered as a part of major melting of the Earth's crust ca 1.6 billion years ago. Altogether five such granitic plutons are currently known: Naissaare, Märjamaa, Taebla, Neeme and Ereda. Besides, the northern edge of the huge Riga rapakivi pluton reaches the Saaremaa Island.

In fact, Tallinn actually has connection to the above granitic igneous rocks. Namely the town is located between two granitic plutons – Naissaar and Neeme. The Naissaar pluton is extensive, 50x25 km and encompasses the whole Naissaar and its northern edge reaches beneath northern Tallinn and Haabersti and its southeastern boundary touches also Kristiine.

Westwards, the pluton reaches up to Laulasmaa. East of Tallinn is located somewhat smaller Neeme pluton with dimensions 25x20 km. Its western edge covers Maardu, whereas the eastern one reaches beneath Kaberneeme Bay. Until now the above plutons have been interesting merely from the scientific point of view. But in fact granitic rock is excellent raw material for producing e.g. breakstone, and at the edges may occur metal ores. Besides, the abandoned mines could be used e.g. as reservoir of water or dumping of wastes. The Naissaar and Neeme granitic plutons doubtlessly serve as raw material reserve for Tallinn, and later on they might become a part of its infrastructure.

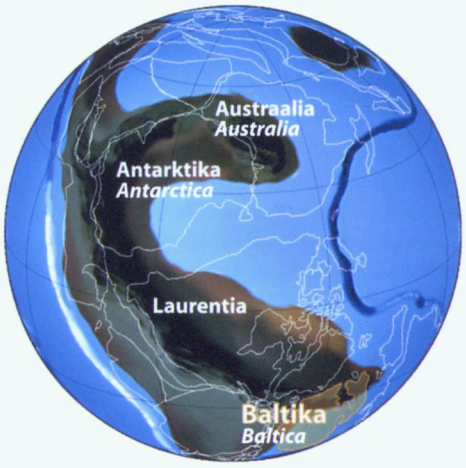
Ediacaran (Vendian) rocks

The crystalline basement of Estonia is covered by sedimentary rocks actually even older than the Palaeozoic rocks. These rocks are known as the Ediacaran

on graniitne kivim hea tooraine killustikutootmisele, plutoonide servaaladel võivad paikneda metalsed maagid, samuti saaks tühjakskaevandatud piirkonda maa all kasutada kas vee reservuaarina või siis hoopis jäätmete ladustamiseks. Naissaare ja Neeme graniidilasundid on kahtlemata Tallinna tooraineresерv ja ilmselt ka hilisem infrastruktuuri osa, aga eks lähitulevik näitab seda täpsemalt!

Ediacara (Vendi) kivimid

Eesti kristalsel aluskorral ehk Fennoskandia kilbi kristalsetel kivimitel lasuvad settekivimid, mis on tuntud Ediacara ehk Vendi (Proterosoikumi viimane ajastu, kestis 630 kuni 542 miljonit aastat tagasi) settekivimitena. Vendi kompleksi kivimid levivad Põhja- ja Ida-Eestis. Mitmesuguste liiva- ja savikivimite lasundi kogupaksus suureneb kirde suunas, ulatudes Narva lähistel kuni 120 meetrini. Kogu Eesti territooriumil on Vendi kivimid kaetud Vanaaegkonna Kambriumi, Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni ladestu kivimitega, mille kogupaksus Põhja-Eestis ulatub 100–150 meetrini, Lõuna-Eestis aga 500–600 meetrini. Vendi kivimid ei paljandu Eesti mandrialal mitte kusagil ja neid saab uurida vaid puursüdamikes. Märkimist väärib asjaolu, et enne Vendi setete ladestumist valitsesid piirkonnas ligi miljardi aasta jooksul valdavalt maismaalised tingimused või vähemasti geoloogid arvavad nii, sest ei ole leitud veelisele keskkonnale iseloomulikke setteid ega settekivimeid. Selle miljardi aasta jooksul toimus Fennoskandia kõrgmägedeks kurrutatud kivimite murenemine, kulutamine ja laguproduktide ärakanne maailmamerre. Ediacara ajastu alguses, umbes 600 miljonit aastat tagasi, hakkas tollasest Rodinia ürgmandrist eraldunud Baltika ürgmanner ehk Ida-Euroopa platvorm vajuma ning selle madalamatesse kohtadesse ilmusid esimesed veekogud (joonis 5). Algul olid nendeks vaid sügavamad orundid, hiljem ka platvormi äärealad tänase Ukraina, Moldaavia ja Põhja-Skandinaavia piirkonnas. Ediacara ajastu teisel poolel laienes vajumine ka Eesti alale, haarates esialgu vaid selle idaosa. Et Baltika ürgmanner paiknes sel ajal kusagil lõunapooluse lähikonnas võrdlemisi karmides kliimaoludes, siis ei saanud siinsetes veekogudes settida lubimuda – tulevaste lubjakivide lähteaine. Vastupidi, pealetungivate veekogude põhjale kuhjusid aluskorra murendist kujunenud kruusasegused liivad, neist pisut peeneteralisemad aleuroliidid ja vaid sügavamates ning vaiksemaveelistes kohtades ka savid.



Joonis 5. Rodinia oli ürgne hiidmanner, mis moodustus umbes 1100 miljonit aastat tagasi. Selle osaks oli ka Baltika, mis asus sel ajal lõunapooluse lähedal.

Figure 5. Rodinia paleocontinent formed ca 1100 million years ago. Baltica was its part and located at that time near the South Pole (after R. Scotese, PALEOMAP Project, www.scotese.com; modified by H. Bauert).

(Vendian rocks) formed 630–542 million years ago. The Vendian rocks spread in northern and eastern Estonia. The thickness of various sandstones and clayey rocks increases towards the northeast, reaching 120 m near Narva. On the whole Estonian territory the Vendian rocks are covered by the Palaeozoic Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian rocks, in northern Estonia total 100–150 m and southern Estonia 500–600 m in thickness. Therefore Vendian rocks do not crop out and can be studied only in drillcores. It is noteworthy that prior to the deposition of Vendian sediments terrestrial conditions had prevailed during almost billion years, or at least the deposits characteristic of aqueous environment have not been discovered. During the above billion years the rocks folded into Fennoscandian mountains weathered, were eroded and the decomposed material was transported into world ocean.

At the beginning of the Ediacaran period, ca 600 million years ago the ancient Baltica plate (East European Platform) started to subside and in its lower parts appeared first bodies of water (Figure 5). First these were only the deeper valleys, later on also its boundary areas above the present-day Ukraine, Moldova and northern Scandinavia. During the second half of the Ediacaran period also the nowadays Estonian territory began to subside, first its eastern part. At the time being the Baltica palaeocontinent was situated somewhere near the South Pole in rather severe climatic conditions and therefore in its bodies of water calcareous mud, parent material for future limestones, could not deposit. On the contrary, on the bottom of bodies of water accumulated gravelly sands and somewhat finer siltstones, clays deposited only in some deeper places in quiet conditions.

Bedrock: sedimentary rocks and Early Palaeozoic

The igneous and metamorphic rocks are covered by Palaeozoic sedimentary rocks 200–780 m in thickness. The Palaeozoic Era began ca 542 million years ago and lasted up to 251 million years ago. The rocks of the oldest periods of this era, i.e. Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian occur also on the territory of Estonia. In Finland the Palaeozoic sedimentary rocks can be found only in the fissures of crystalline rocks or as few boulders. More detailed review of the development of Estonian territory in the Palaeozoic can be read in chapter "Bedrock of Tallinn" composed by Enn Pirrus.

Cambrian period and rocks

The Cambrian period lasted 54 million years (542–488 million years ago) and it started new period in the history of Earth – the Palaeozoic.

In geological sense the Cambrian was rather calm – palaeocontinents did not split nor joined. The Baltica palaeocontinent including the present Estonian territory was located in southern hemisphere, in boundary zone of cold southern temperate zone and temperate zone (Figure 6). The climate was colder than nowadays. The transgression of sea continued. On Estonian territory accumulated coarse nearshore sands, which later were replaced by deposition of clayey material. This gave Estonia its oldest mineral resource – clay deposit up to 90 m in thickness, known as the "blue clay" (Lontova clay) cropping out on the northern coast of Estonia. By colour the clay is rather greenish grey, in places displaying even purplish and reddish brown shades. The Lontova clay is used for making bricks

Aluspõhi: settekivimid ja Vara-Paleosoikum

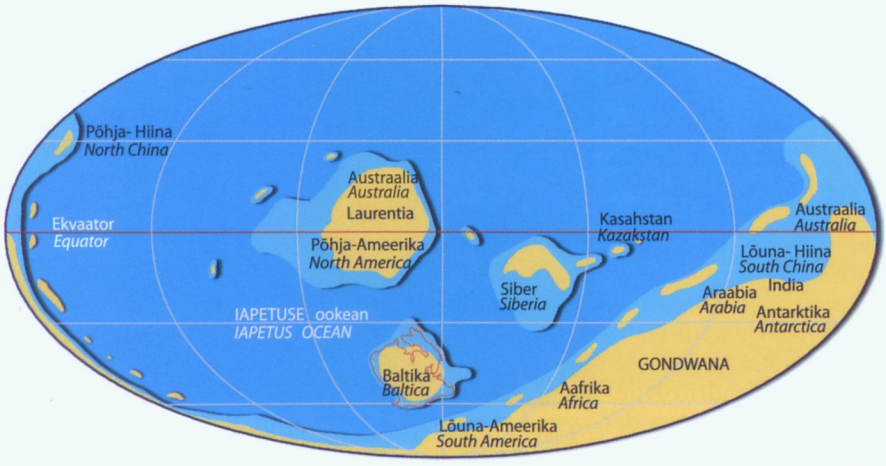
Proterosoikumi kivimid on kaetud 200–780 m paksuse Paleosoikumi settekivimite lasundiga. Paleosoikumiks ehk Vanaaegkonnaks nimetavad geoloogid aegkonda, mis algas umbes 542 miljonit aastat tagasi ja kestis ajani 251 miljonit aastat tagasi. Selle aegkonna vanimate ajastute kivimid ehk Kambriumi, Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni kivimid on teada ka Eesti alalt. Soomes võib aga Paleosoikumi settekivimeid tänapäeval leida vaid kristalsete kivimite lõhedest või üksikute rahnudena.

Kambriumi ajastu ja kivimid

Kambriumi ajastuga, mis kestis 54 miljonit aastat (542–488 miljonit aastat tagasi), algas Maa ajaloos uus etapp – Vanaaegkond ehk Paleosoikum. Kambrium oli geoloogiliselt rahulik periood: ei toimunud märkimisväärseid ürgmandrite lagunemisi ega liitumisi. Iidne Baltika manner, mille koostisosaks oli ka praegune Eesti territoorium, asus lõunapoolkeral külma lõuna-külmvöötme ja parasvöötme piirimail (joonis 6). Meie aladel valitsesid külmemad tingimused kui praegu. Ajastu jooksul jätkus merede pealetung. Mereolustikus kuhjusid Eestis jämedateralised rannalähedased liivad, mis hiljem asendusid saviaine settimisega. See andis Eestile tema vanima maavara – kuni 90 m paksuseni küündiva savilasundi, mida tunneme Eesti põhjarannikul avaneva "sinisavina" ning mida geoloogid Lontova kihistuks kutsuvad. Sinine see savi just pole, pigem ikka rohekashall ja kohati koguni lillakaid ja punakaspruunegi vahekihte sisaldav. Lontova savist valmistatakse mitmel pool punaseid telliseid ja katusekive. Ilmselt leidub sellest materjalist valmistatud kivitooteid ka Tallinna ehitistes. Huvitav on aga see, et ligi 500 miljonit aastat vana savi on siiani säilitanud oma pehmuse ja vormitavuse. Tavaliselt on nii vanad savid mujal maailmas tahkeks kivimiks – savikildaks või gneisiks muutunud. Selle põhjuseks on meie ala eriline geoloogiline situatsioon – meie aluspõhjakivimid ei ole kunagi geoloogiliste protsesside käigus vajunud suurtesse sügavustesse, kus need kõrgete rõhkude juures oleksid pidanud kindlasti kõvastuma.

Savide peale settisid liivakivid ja seda juba madalamas merelises basseinis. Kohati võis Kambriumi-aegne meri ka taanduda ning nii jäid meie alal ladestunud setted mõneks ajaks maapinnale. Puuraukude materjali ja paljandite uuringud on näidanud, et Vara-Kambriumi lõpus piirdus mere levik vaid Lääne-Eesti ja sealsete saarte piirkonnaga. Alates Kesk-Kambriumist valitses siingi juba peamiselt maismaa ehk teiste sõnadega: settimist ei toimunud ning geoloogilisi märke sellest ajaperioodist praktiliselt maha ei jäänud. On siiski teada, et aeg-ajalt tungisid Eesti aladele üksikud madalmerekeeled, mis jätsid siia üksnes hästisorteeritud valge kvartsliiva mõnekümnemeetrised kihid. Hilis-Kambriumi lõpul intensiivistus settimine taas, kuid põhiliselt Põhja-Eesti aladel.

Kambriumi-aegse mereelustiku kohta on andmeid suhteliselt vähe. Osaliselt on see seotud Eesti ala paiknemisega külmas kliimavööndis, aga samuti ka sellega, et rannikupiirkonnas oli organismide jäänustel raske säilida kas siis tugeva lainetuse või teiste rannaprotsesside tõttu. Külmadel aladel ei moodustunud ka lubisetteid ning organismidel puudusid nn lubjast kaitsekilbid, mis elustiku säilimist setetes oleks kindlasti hõlbustanud. Mainimata ei saa jätta aga madalmere piirkonna massilist asustamist fosfaatsete kodadega brahhiopoodide ehk käsijalgsete poolt. Pärast nende loomade surma pillutati karbifragmente korduvalt ümber ja neist



Joonis 6. Mandrite asend Vara-Kambriumi lõpul, umbes 514 miljonit aastat tagasi (C. R. Scotese järgi. PALEOMAP Project, www.scotese.com; H. Bauerti modifikatsioon).

Figure 6. Position of palaeocontinents at the end of Early Cambrian, ca 514 million years ago (after R. Scotese, PALEOMAP Project, www.scotese.com; modified by H. Bauert).

and tiles. In all likelihood the latter have been used also in several buildings in Tallinn. It is noteworthy that this almost 500 million years old clay has preserved its plasticity. The latter is due to their unique position in geological sequence – in the process of geological processes they have never subsided to great depth and have not been subjected to high pressure and temperature.

Above the clays deposited sandstones, already in shallower marine basin. In places the sea may have even retreated and for some time the sediments remained in terrestrial conditions. The investigations of drillcore material and outcrops have shown that in the late Early Cambrian sea covered only in western Estonia and the islands of this area. Starting from the Middle Cambrian the conditions were terrestrial, i.e. sedimentation did not occur. However, now and then few "tongues" of shallow sea reached our territory, leaving behind beds of well-sorted white quartz sand some tens of centimetres in thickness. In Late Cambrian sedimentation became more intense mostly in northern Estonia.

There is little information on the Cambrian marine biota, partly because the territory was located in cold climate belt, but also because the conditions for preserving of the remains of organisms were not suitable due to e.g. wave activity etc. Calcareous sediments did not accumulate in cold climate and the organisms, too lacked limy shells which doubtlessly would have favoured preservation of remains of biota in the rocks.

It should be also noted that brachiopods with phosphatic shells inhabited the shallow sea in great masses. After their death the shell fragments were repeatedly relocated and as a result accumulations of phosphatic shells and quartz sand formed, known as Obolus sandstone. In places the concentration of shell fragments (phosphatic matter) is so high that it becomes of interest as a mineral resource – phosphorite. The intensity of life activity of brachiopods increased even more in Early Ordovician when our territory had reached warmer climatic zone and soon

moodustusid fosfaatsete karbitükkide ja kvartsliiva kuhjed – oobolusliivakivi. Kohati on nendes kihtides karbipoolmete ehk siis fosfaatse ainese kontsentratsioon nii kõrge, et need võivad huvi pakkuda maavarana – fosforiidina. Brahhiopoodide elutegevus hoogustus veelgi Ordoviitsiumi ajastu algul, mil Eesti ala oli tänu mandritriivile jõudmas juba soojemasse kliimavööndisse, kus peatselt algas ka lubisetete kuhjumine.

Joonis 7. Ehitustööde käigus avanevad Tallinnas tihti Kambriumi savi kihid. Ehitustööd Maarjamäel.
Figure 7. The Cambrian clay crops out in foundation pits. Construction works in Maarjamäe. Photo: H. Bauert.

Aga mis siis ikkagi on fosforiit? Eesti fosforiit ongi Kambriumi lõpul ja Ordoviitsiumi algul madalmeretingimustes tekkinud kivim liivast ja käsijalgsete – oboliidsete brahhiopoodide (*Ungula*, *Schmidtites* jt) karbipoolmetest ehk teisisõnu, Eesti fosforiit koosneb kvartsiteradest ja biogeense päritoluga fosfaatsest ehk fosforit sisaldavast materjalist. Käsijalgsete karbipoolmeid on kivimis umbes 25–40% ja need sisaldavad kuni 35–38 kaaluprotsenti P_2O_5. Tänapäeval me teame, et need karbid on rikkad ka mitmetest teistest elementidest nagu uraan ja lantanoidide grupi elemendid. Fosforiiti on Eestis uuritud ja kaevandatud Maardu kandis, kus kaevandamine lõpetati tarbimise vähenemise ja keskkonnaprobleemide tõttu 1991. aastal. Lääne-Virus asuvad Eesti suurimad, Toolse ja Rakvere kasutamata maardlad. Siinkohal peab märkima, et fosforit ei saada maailmas vaid biogeense tekkega kivimist, pigem on Eesti forforiit maailmamõistes siiski haruldase tekkega. Kunagise N Liidu plaan Eestis mastaapselt fosforiiti kaevandama hakata päästis valla "fosforiidisõja", mis viis meie rahva eneseteadvuse kasvuni ja ühiskonna poliitilise ümberkorralduseni. Eks ajalugu näitab, kas me kunagi jõuame uuesti fosforiidini, kui jah, siis loodetavasti hoopis teises võtmes. Igatahes on Kambriumi kivimid andnud meile tooraine, mille esimene kaevandamine toimus Tallinna lähistel Ülgasel.

Kambriumi kivimite paljandeid võib leida laialdasel klindialal Põhja-Eesti rannikul, sealhulgas ka Tallinna ümbruses. Klindist võib täpsemalt lugeda samas kogumikus olevast Kalle Suuroja artiklist „Klindilinn Tallinn". Ettekujutuse Kambriumi kivimitest saab näiteks Kakumäe poolsaare idarannikul, kus paljanduvad liivakad ja savikad kivimid kuni 4 meetri paksuses (joonis 8). Pirita jõe kaldajärsakus Lükati sillast ülesvoolu paljanduvad samuti Kambriumi settekivimid. Sarnaseid paljandeid leiame ka Suurupilt ja Ninamaa rannalõikudel. Ida suunas on teada Saviranna paljandid (joonis 9), kus kuni 4 m kõrgusel astangul on jälgitavad savi- ja liivarikkad kivimid. Kambriumi kunagise elustiku huviline võiks kindlasti ette võtta jalutuskäigu Savirannas, kus kaldajärsakust allakukkunud kivitükkidel võib leida erinevate fossiilide skeletiosi, mudaussikeste roomamisjälgi, aga samuti

began accumulation of calcareous deposits.

Joonis 8. Kambriumi kivimid Kakumäe poolsaare läänerannikul.

Figure 8. Cambrian rocks on the western coast of Kakumäe Peninsula. Photo: H. Bauert.

Estonian phosphorite is a rock formed in Late Cambrian and Early Ordovician in shallow sea and consisting of sand and shells of obolithic brachiopods (*Ungula*, *Schmidtites*) and others. The phosphorite is composed of quartz grains and biogenic phosphatic matter. The brachiopod shell fragments make up ca 25–40% of the rock and contain ca 35–38 wt% of P_2O_5. Presently it is known that the above shells are also rich in several other elements, e.g. uranium and elements of the lanthanides group. In Estonia phosphorite has been explored and mined near Maardu. The mining was terminated due to environmental problems in 1991. The largest unused phosphorite reserves are located in Lääne-Viru County in Toolse and Rakvere. It should be mentioned that worldwide phosphor is produced not only from the biogenic shell fragments, our phosphorite is rather of uncommon origin. The attempts of former Soviet administration to open large phosphorite mines in Estonia led to the so-called Phosphorite War, which later on led to gaining of our second independence.

The Cambrian rocks crop out in extensive klint areas on the northern coast of Estonia, including in the environs of Tallinn. The North Estonian Klint is in more detail discussed in chapter "Klint town Tallinn" by Kalle Suuroja.

Joonis 9. Kambriumi kivimid Saviranna paljandis.

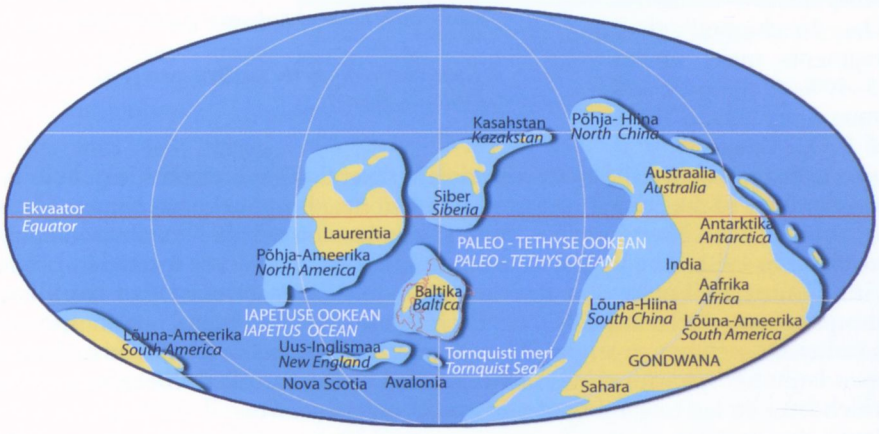
Figure 9. Cambrian rocks in Saviranna outcrop. Photo: H. Bauert.

On the eastern coast of the Kakumäe Peninsula sandy and clayey Cambrian rocks crop out in thickness of up to 4 m (Figure 8), they can be observed also in the bank of the Pirita River, upstream of Lükati bridge and on the shore sections in Suurupi and Ninamaa. Eastwards there are Saviranna outcrops (Figure 9)

ka omaaegse madalmere laineviresid ja kuivalõhesid. Kuna Kambriumi kivimite paljandid paiknevad tihti rannikul, kus nii mere kui pinnasevee tegevus paljandi ilmet muudab, on ka paljandite "esinduslikkus" ajas muutuv.

Ordoviitsiumi ajastu ja kivimid

Kambriumi kivimitel lasuvad Ordoviitsiumi kivimid. Ordoviitsiumi ajastu kestis 488–443 miljonit aastat tagasi. Seda ajastut võib pidada merede valitsemise ajaks. Kunagisest hiidmandrist Gondwanast olid eraldunud mitmed suured kontinentaalsed plokid – uued mandrid, mis kõik omaette "elu" alustasid. Mandrite ümber laiusid madalad mered. Baltika manner, millel paiknes ka praeguse Eesti ala, asus Ordoviitsiumi alguses lõunapoolkera suhteliselt jahedas kliimavöötmes, kuid triivis ekvaatori suunas (joonis 10).



Joonis 10. Mandrite asend Hilis-Ordoviitsiumi alguses, umbes 460 miljonit aastat tagasi (C. R. Scotese järgi. PALEOMAP Project, www.scotese.com; H. Bauerti modifikatsioon).

Figure 10. Position of palaeocontinents at the beginning of Late Odovician, ca 460 million years ago (after R. Scotese, PALEOMAP Project, www.scotese.com; modified by H. Bauert).

Eesti ala oli üle ujutatud madala merega, kus settisid alguses liivad, hiljem aga erinevad lubimudad. Nimetatud setted ongi praegused liivakivid, mida näeme Ordoviitsiumi läbilõike alumises osas, ja hilisemad karbonaatsed kivimid koos Eesti põlevkivi – kukersiidiga. Eesti paiknes mere äärealal, kusjuures mere rand jäi Soome kohale ja meri sügavnes lõuna suunas. Karbonaatsete kivimite ja põlevkivi teke sai võimalikuks just seetõttu, et Baltika ürgmanner triivis ekvaatori suunas ja meri läks järjest soojemaks. Ordoviitsiumi lõpuks oli Baltika jõudnud juba 15 kuni 20nda lõunalaiuskraadini, seega üsna ekvaatori lähedale.

Maismaa osatähtsus Ordoviitsiumis oli tagasihoidlik. Mandrite pinnamood oli valdavalt tasane, esines vulkaanilist tegevust. Ka Eesti Ordoviitsiumi kivimite läbilõikes leiame rohkesti kaugemal asuvate vulkaanide poolt väljapaisatud tuhast settinud kihikesi. Maismaa ei olnud sel ajal veel organismidega asustatud, kuid arvatakse, et primitiivsed samblataolised maismaataimed – ürgraikad võisid ilmuda juba Ordoviitsiumi teisel poolel. Ordoviitsiumi ajastu kliimat

where in up to 4 m high escarpment clayey and sandy rocks crop out. Those interested in the Cambrian biota should take a walk to this outcrop because there skeleton fragments of different fossils can be found, as well as ripple marks and drying crevices. Many coutcrops of Cambrian rocks are located on seacoast where they are influenced by both wave activity as well as surface water and so their "representability" may change in time.

Ordovician period and rocks

The Cambrian rocks are covered by Ordovician rocks. The Ordovician period lasted from 488 to 443 million years ago. In this period of time seas prevailed, the former supercontinent Gondwana has disintegrated into several continental blocks – new continents each of which began is new life surrounded by shallow seas. In Early Ordovician the Baltica continent was situated in southern hemisphere in relatively cool climate conditions, but drifted towards the equator (Figure 10).

The present Estonian territory was covered by shallow sea, where primarily sands and later on various calcareous muds deposited. The above sediments are the sandstones in basal part of the Ordovician sequence and younger limestones above them together with Estonian oil shale – kukersite. Estonia's territory remained in the relatively shallow coastal sea, whereas seashore was above nowadays Finland and the depth of water increased southwards. Sedimentation of carbonate rocks and oil shale became possible because the Baltica palaeocontinent drifted towards the equator and the water became gradually warmer. By the end of Ordovician the continent had reached between 15–20 latitudes, i.e. quite close to the equator.

The share of land was insignificant. The relief of continents was relatively even, volcanic activity occurred. Even in the Estonian Ordovician sequences can be traced abundant layers of volcanic ash from distant volcanoes. The land was not inhabited by organisms but supposedly primitive moss-like terrestrial plants may have appeared during the second half of the Ordovician. The Ordovician climate is supposed to have been warm and marine, but in the end of this period abrupt cooling occurred which resulted in formation of continental glacier in North Africa which then located above the South Pole. This so-called Sahara Glaciation comprised at least two ice ages and was accompanied by lowering of the surface of world ocean for 50–100 m. In the result of this several shallow seas turned into terrestrial areas, which probably explains the extensive extinction of marine biota in the end of Ordovician.

In the beginning of Ordovician in the cool Palaeobaltic sea deposited only sandy and clayey sediments which contain only few fossils, except the Pakerort sandstones which in places contain abundantly the phosphatic shell fragments of brachiopod *Ungula*, which together with Cambrian sandstones form the so-called Obolus phosphorite. These are overlain by light sandstones and brownish argillites with high content of organic matter and metals. These argillites are known as the Dictyonema shale, black shale or graptolite argillite and may turn out to be a future mineral reserve in oil and metal industry. These dark rocks are observable in klint sections both west and east of Tallinn. The argillites are covered by clays and greenish glauconite sandstones. All these Lower Ordovician

on peetud soojaks ja mereliseks, kuid ajastu lõpul toimus äkiline jahenemine, mis lõppes mandrijäätumisega tollase lõunapooluse kohal paiknenud Põhja-Aafrikas. See, vähemalt kahest jääajast koosnev üldine külmenemine, nn Sahara jäätumine tõi kaasa ookeanipinna alanemise 50 kuni 100 meetri võrra ja muutis paljud madalmered kuivaks maismaaks. Ilmselt oli see ka üheks põhjuseks, miks Ordoviitsiumi lõpus leidis aset suur mereelustiku väljasuremine.

Ordoviitsiumi alguses ladestusid Eesti ala katnud jahedas Paleobalti meres vaid liiva- ja savisetendid, mis sisaldavad vähe kivistisi. Erandiks on Ordoviitsiumi vanima – Pakerordi lademe liivakivid, milles on kohati rikkalikult fosfaatse kojaga käsijalgse *Ungula* karbipoolmikke ja mis koos Kambriumi liivakividega moodustavad nn oobolusfosforiidi lasundi. Fosforiidikihil lasuvad heledad liivakivid ning kõrge orgaanika- ja metallisisaldusega pruunikad argilliidid. Need savikad kivimid on tuntud diktüoneemakilda, musta kilda või graptoliitargilliidi nime all ning võivad osutuda Eesti tulevikumaavaraks õli- ja metallitootmises. Graptoliitargilliidi kihti saab jälgida klindil Tallinnast nii ida kui lääne pool. Argilliidikihil lasuvad savid ja rohekad glaukoniitliivakivid. Kõik need Alam-Ordoviitsiumi kivimid paljanduvad vaid Põhja-Eesti pankrannikul, rannajärsaku ehk klindi keskmises osas (joonis 11).

Kesk-Ordoviitsiumis (472–460 miljonit aastat tagasi) moodustusid Eestis erinevad lubjakivid, millest paljud on üsna vähese savisisaldusega. Selle kompleksi kogupaksus Põhja-Eestis on umbes 10 m. Kesk-Ordoviitsiumi paekihid paljanduvad Põhja-Eesti rannajärsaku (klindi) ülemises osas ja avanevad maapinnale kitsa ribana ka sellest lõuna pool. Klindi lae moodustavad Lasnamäe ja Uhaku lademe kõvad ja vastupidavad ehituslubjakivid, millest on ehitatud kogu keskaegne Tallinn. Lubjakivi ehitusmaterjalina väärtustatakse kõrgelt ka tänapäeval. Lubjakivi kasutuse kohta Tallinna ehitistes saate lugeda Helle Perensi artiklist "Paekivi ehituskivina". Enamuse Tallinna looduslikest või kunstlikest paljanditest moodustavad just Ordoviitsiumi kivimite avamused. Väga hea ülevaate Kambriumi ja Ordoviitsiumi kivimitest, sealhulgas graptoliitargilliidist, saab iga loodusesõber Pakri poolsaarel.

Ülem-Ordoviitsiumi setted kuhjusid ajavahemikus 460–443 miljonit aastat tagasi. Selle perioodi alguses kujunes ka Eesti põlevkivi – kukersiit. Põlevkivi teket seostatakse mere sügavnemise, merevetikate vohamise ja savimaterjali suurema sissekandega naabruses olevalt maismaalt. Sellesse ajavahemikku langes ka intensiivne vulkaaniline tegevus Baltika mandriga külgnevais ookeanides. Vulkaanidest väljapaisatud tuhk langes ka Eesti ala katnud mere põhja, moodustades vulkaanilise tuha ehk bentoniidi vahekihte. Samal ajal (umbes 455 miljonit aastat tagasi) vapustas Eesti ala hiidmeteoriidi langemine. Praeguse Kärdla linna lähistel Maale langenud meteoriit tekitas tollal 4 km läbimõõduga ja 540 m sügavuse plahvatuskraatri.

Siluri ajastu ja kivimid

Siluri ajastu kestis 443 kuni 416 miljonit aastat tagasi ning oli Maa geoloogilise ajaloo üks lühem periood. Baltika ürgmanner koos Eestiga jäi kogu Siluri jooksul palavvöötmesse (joonis 12) ja ajastu kliimat ei mõjutanud kuigi oluliselt ka Siluri alguses Lõuna-Ameerikas ning Aafrikas esinenud jääajad, mis olid jätkuks Ordoviitsiumi lõpu jääaegadele. Teatavasti lõppes Ordoviitsiumi ajastu Sahara

rocks crop out only in the North Estonian Klint, in the middle part of the latter (Figure 11).

Middle Ordovician rocks formed during time sequence 472–460 million years ago in Estonia are represented by limestones of different stages. In northern Estonia several stages are represented by relatively pure limestones, the complex being total ca 10 m thick here. Middle Ordovician rocks crop out in the top part of the North Estonian Klint and crop out also as a narrow strip south of the escarpment. The limestone plateau above the klint is represented by strong building limestones of the Lasnamägi and Uhaku Stages, which have been used also for building the whole medieval Tallinn. These pure limestones have been high-quality building material for centuries already. It is a valued material nowadays as well. Utilization of limestone in Tallinn is described in more detail in "Carbonate rocks as building stone" by Helle Perens. The outcrops of namely Ordovician rocks dominate among the natural as well as man-made outcrops in Tallinn. Outcrops on Pakri Peninsula provide an excellent overview on the Cambrian and Ordovician rocks as well as the graptolite argillite.

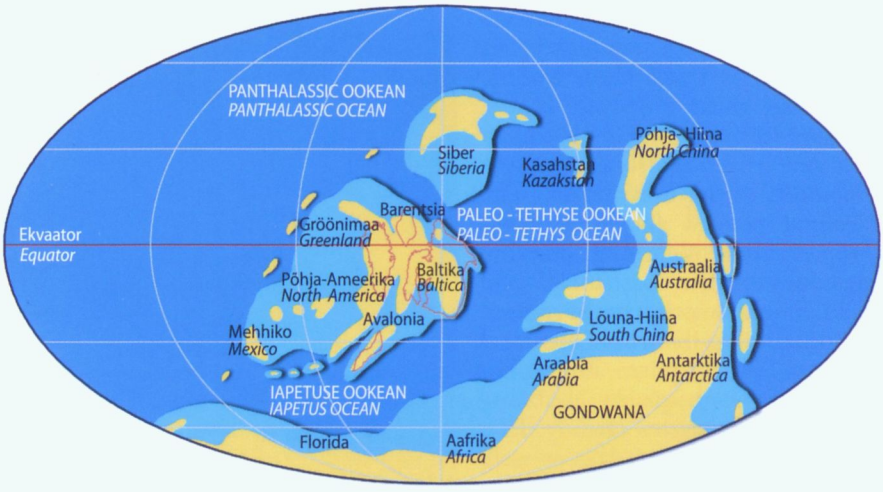
Joonis 11. Pakri poolsaarel on võimalik jälgida Kambriumi ja Ordoviitsiumi kivimeid. Tume kivim fotol on orgaanika- ja metalliderikas graptoliitargilliit.

Figure 11. On Pakri Peninsula Cambrian and Ordovician rocks can be observed. Dark rocks are the graptolite argillite rich in organic matter and metals. Photo: A. Soesoo.

Upper Ordovician rocks have formed in time sequence 460–443 million years ago. At that time Estonian oil shale formed. Its formation is related to increasing depth of water and intensive inflow of clayey material from neighbouring terrestrial areas. Also volcanic activity in the oceans bordering with the Baltica continent was intensive. The volcanic ash from these eruptions deposited also on the bottom of the seas covering Estonian territory and formed interbeds of bentonite.

At that time, ca 455 million years ago another catastrophic event occurred on Estonian territory: a huge meteorite hit the ground surface near the present Kärdla town and created a crater 4 km in diameter and 540 m deep. Most of the natural or man-made bedrock outcrops are namely in the Ordovician rocks. An excellent review of the transition between the Cambrian and Ordovician rocks as well as graptolite argillite can be seen for example on Pakri Peninsula.

jäätumise tõttu üleüldise merede madaldumise ja regressiooniga. Ka kogu Põhja-Eesti muutus mõneks ajaks maismaaks. Siluri alguses jääliustikud Põhja-Aafrika aladel sulasid, ookeanipind kerkis ja meri tungis kiiresti tagasi varem mere all olnud aladele. Püsivalt soojaks läks maakera kliima Siluri ajastu teisel poolel, mil jääajad lõppesid. Keskmine temperatuur ületas tänapäevast kuni kümne kraadi võrra. Mandriservadel paiknenud soojades madalmeredes settisid ulatuslikel aladel lubisetendid ja vohas rikkalik mereelustik.



Joonis 12. Mandrite asend Siluri ajastu keskel, umbes 425 miljonit aastat tagasi (C. R. Scotese järgi. PALEOMAP Project, www.scotese.com; H. Bauerti modifikatsioon).

Figure 12. Position of palaeocontinents in the middle of Silurian, ca 425 million years ago (after R. Scotese, PALEOMAP Project, www.scotese.com; modified by H. Bauert).

Meredes suurenes korallide ja hiljem väljasurnud kihtpoorsete käsnade ehk stromatopooride mitmekesisus ning nende osatähtsus riffide moodustamisel kasvas jõudsasti. Tekkisid esimesed tänapäevastega võrreldavad sadade kilomeetrite pikkused vallrahud ehk barjäärrifid. Sellest perioodist on teada juba üsna palju maismaataimede kivististe leide. Need lubavad oletada, et Siluri ajastu teisel poolel hakkas kujunema algeline hõre maismaataimestik, mille esindajaks olid primitiivsed eostaimed – ürgraikad (psilofüüdid).

Nagu Ordoviitsiumis nii leidub ka Siluris sügavamaveelistes setetes vulkaanilise tuha (bentoniidi) vahekihte. Sel ajal intensiivistus vulkaaniline tegevus mitmel pool mandrialadel, kuna mandrite lagunemine oli Siluris asendunud nende koondumise ja liitumisega. Mitmed mandrid põrkusid ning moodustasid liitumiskohtades mäestikke. Näiteks Kaledoonia mäestiku tekkeprotsessid, mis olid alanud juba Ordoviitsiumis, jätkusid intensiivselt Siluris. Eestis avanevad Siluri ladestu kivimid maapinnale Haapsalu – Risti – Tamsalu – Mustvee joonest lõuna pool. Põhja-Eestis ega Tallinnas Siluri ajastu kivimeid ei ole. Kohati on Siluri kivimid hiljem osaliselt või täielikult ära kulutatud.

Kesk-Eestis on Siluri algusele iseloomulikud mergli vahekihtidega muguljad mudalis-detriitsed lubjakivid, Lõuna-Eestis aga merglid lubjakivi mugulatega.

Silurian period and rocks

Silurian period was relatively short, lasting from 443 to 416 million years ago. The Baltica palaeocontinent together with Estonia remained in the temperate climate belt (Figure 12). Thus, its climate was not considerably influenced by the ice ages in southern America and Africa in Early Silurian, which were the continuation to those of the Late Ordovician. In Early Silurian the glaciers in northern Africa melted, the level of world ocean rose and the sea newly covered the meanwhile terrestrial areas. In the second half of the Silurian the climate turned permanently warm, when the ice ages came to an end. Average temperature was up to 10 degrees above the present temperature. In warm seas with abundant biota at the continent margins calcareous sedimentation occurred. In the sea the diversity of corals and stromatopores and their role in reef formation increased notably. First barrier reefs comparable to modern ones formed, reaching hundreds of kilometres in length. From this period already quite many fossils of terrestrial plants are known, which allow assuming that during the second half of the Silurian sparse terrestrial vegetation began to form, consisting from psilophytons, primitive spore plants.

Like in Middle Ordovician, in Silurian, too, bentonite interbeds occur in deepwater sediments. During that period of time volcanic activity intensified on several continents since in Silurian they had started to collide, which led to orogenic processes, e.g. the formation of Caledonides which had begun already in the Ordovician continued also in the Silurian.

The Silurian rocks crop out in central and western Estonia south of Haapsalu–Risti–Tamsalu–Mustvee line, whereas they are not found in northern Estonia. In eastern Estonia Silurian rocks were eroded before the beginning of the Devonian, only the two lowermost stages have preserved.

At the beginning of the Silurian in central Estonia formed nodular muddy-detrital limestones with marlstone interbeds, in southern Estonia – marlstones with limestone nodules. Somewhat later the sea became shallower and in central Estonia formed extensive rock body reaching from Hiiumaa Island to Alutaguse consisting of the shells of *Borealis*. This extremely pure limestone (called also ring-limestone) has been used for lime burning in Tamsalu and Rakke plants. In Hiiumaa and Ridala Peninsula formed crinoid limestones with reef formations made of corals and stromatopores. These platy building limestones have been used for building Haapsalu and Ungru castles, Ridala and Käina churches and have been taken to Tallinn for making carved details. Silurian rocks are accessible for investigation in the West Estonian Archipelago where they crop out in numerous cliffs, e.g. Ohessaare and Kaugatuma cliffs in southern Saaremaa, Panga cliff in the north, and Üügu cliff on Muhu Island. Few natural outcrops occur on mainland, but there are abundant limestone quarries, e.g. Kalana in Jõgeva County and Võhmuta near Tamsalu, Lääne-Viru County.

Devonian period and rocks

In southern Estonia Silurian rocks are covered by easily recognisable reddish Devonian sandstones. The Devonian period began 416 million and ended 359 million years ago, lasting 57 million years. By the beginning of the Devonian the Laurentia and Baltica had collided (Figure 13), forming new palaeocontinent of

Pisut hiljem meri madaldus ning kujunes Hiiumaalt Alutaguseni ulatuv käsijalgse *Borealis*'e kodadest koosnev karplubjakivi hiigellasund. Seda rõngaspaeks kutsutud ülipuhast lubjakivi on kasutatud Tamsalu ja Rakke lubjatehastes lubja põletamiseks. Hiiumaal ja mandri lääneosas tekkisid puhtad teralised meriliiliate detriidist koosnevad krinoiidlubjakivid, milles leidub korallidest ja stromatopooridest riffe. Neid plaatjaid ehituslubjakive on kasutatud Haapsalu ja Ungru lossi ning Ridala ja Käina kiriku ehitamisel ning on veetud raiddetailide valmistamiseks ka Tallinnasse.

Siluri ajastu nooremaid kivimeid saab uurida Lääne-Eesti saartel, kus need paljanduvad arvukatel pankadel. Siinkohal võib nimetada Ohessaare ja Kaugatuma panka Saaremaa lõunaotsas ja Panga panka põhjarannikul ning Üügu panka Muhu saarel. Mandri-Eestis on looduslikke paljandeid vähem, küll aga pakuvad rohked karjäärid (Kalana karjäär Jõgevamaal, Võhmuta karjäär Tamsalu kandis jt) häid võimalusi nende kivimite uurimiseks .

Devoni ajastu ja kivimid

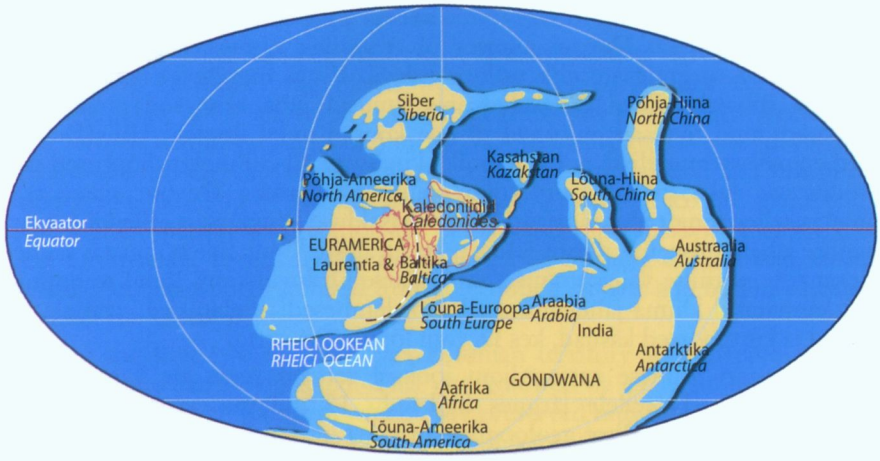
Siluri kivimid on Lõuna-Eestis kaetud lihtsasti äratuntavate, tavaliselt punakate Devoni ajastu liivakividega. Devoni ajastu algas 416 ja lõppes 359 miljoni aasta eest, kestes seega kokku 57 miljonit aastat. Devoni alguseks oli Laurentia manner põrkunud ja liitunud Baltika ürgmandriga (joonis 13) moodustades uue ürgmandri Laurussia. Kokkupõrke tulemusel tekkis Kaledoonia mäestik, mis ulatus üle praeguste Briti saarte, Skandinaavia mäestiku ja Gröönimaa idaranniku kuni Teravmägedeni.

Geoloogid on arvanud, et Devoni alguses võis see mäestik olla vähemalt sama kõrge kui tänapäeva Himaalaja. Koos mäestikuga kerkisid ka naaberpiirkonnad ja mered taandusid uue kontinendi servaaladele. Kuna Laurussia paiknes palavvöötmes ja maismaataimestik oli esiotsa veel väga nõrgalt arenenud, siis toimus intensiivne kivimite murenemine. Jämedam murendmaterjal ladestus mäestikunõgudes, peenem kanti vooluvetega mäestikuesisele tasandikule, kus see moodustas tüsedaid punase liivakivi lasundeid (nn Old Red ehk vana punane liivakivi) Gröönimaal, Teravmägedel ja Põhja-Euroopas. Mäestikust kaugenedes asendusid liivad savide ja lubimudadega.

Devonit peetakse üheks kuumemaks ajastuks Maa ajaloos. Hinnanguliselt oli maakera keskmine temperatuur 10–15 kraadi võrra tänapäevasest kõrgem. Seetõttu vohas troopikameredes erakordselt rikkalik põhjaelustik. Ulatuslikel aladel moodustasid korallid ja kihtpoorsed käsnad (stromatopoorid) riffe, seda eriti Kesk-Devoni ajastikul, mil rifid olid kõigi aegade kõige laiema levikuga, hõlmates kümme korda suurema pindala kui tänapäeva korallrahud. Devoni alguses ületas süsihappegaasi sisaldus õhus 12–14-kordselt tänapäevase taseme, kuid ajastu lõpuks, tänu maismaad asustama hakanud taimestikule, oli see langenud kahele korrale.

Devoni ajastu on kuulus meredes elanud rüükalade tõttu. Tõsi küll, ajastu lõpuks surid nad välja. Rüükalad olid põhjalähedase eluviisiga kohmakad olevused, kellel kaitseks vaenlaste vastu oli paks luuplaatidest kilp, mis varjas pead ja selga just nagu kilpkonnade kilp. Paljud Eesti Devoni paljandid on isegi rahvusvaheliselt tuntud kalafossiilide leiukohad. Olulisematest võib eelkõige nimetada Aruküla koopaid Tartu linnas, Tori põrgu paljandit Pärnu jõel, Kallaste panka Peipsi

Laurussia. This had resulted in formation of the Caledonian orogen covering the present British Islands, Scandinavia mountains and eastern coast of Greenland up to Spitzbergen.



Joonis 13. Mandrite asend Devoni ajastu keskel, umbes 390 miljonit aastat tagasi (C. R. Scotese järgi. PALEOMAP Project, www.scotese.com; H. Bauerti modifikatsioon).

Figure 13. Position of palaeocontinents in the middle of Devonian, ca 390 million years ago (after R. Scotese, PALEOMAP Project, www.scotese.com; modified by H. Bauert).

Geologists suppose that at the beginning of Devonian these mountains may have been at least as high as the nowadays Himalayas. Together with the mountains also the adjoining areas uplifted and sea retreated to the margins of the new continent. The Laurussia was located in the tropics and the terrestrial vegetation was at first weakly developed, therefore intensive weathering of rocks occurred. Coarser material deposited in mountain depressions, fine material was transported by flowing water to the plains in front of the mountains where it formed thick layers of red sandstone (Old Red) in Greenland, Spitzbergen and northern Europe. Farther away from the mountains sands were replaced by clays and calcareous muds.

Devonian is considered one of the warmest periods in the Earth's history. The average temperature was ca 10–15 degrees above the current temperature. The biota in tropical sea was extremely rich, in extensive areas corals and stromatopores formed reefs, especially in the Middle Devonian when the reefs covered areas 10 times as big as today's coral reefs. In the beginning of the Devonian the concentration of CO_2 in air 12–14 times exceeded the present level, but by the end of the period it had decreased to twice as high level as presently.

Devonian is famous due to the placoderms that inhabited the sea. By the end of the period, however, they became extinct. These ancient armoured fish were rather clumsy and lived in the near-bottom water. Placoderms bore heavy bony armor on the head and neck and dorsal part of the body. In many Devonian outcrops in Estonia the placoderm fossils have been found, the best known among them are the Aruküla caves in Tartu, Tori outcrop at Pärnu River, Kallaste Cliff on the shore of Lake Peipsi, Tamme Cliff on the eastern shore of Lake Võrtsjärv, Jõksi

läänekaldal, Tamme panka Võrtsjärve idakaldal, mitmeid paljandeid Piusa ja Võhandu jõel, Karksi lossimägedes, Õisu ürgorus ja mujal. Hilis-Devonis arenesid kaladest esimesed kahepaikse eluviisiga neljajalgsed (tetrapoodid) – vanimad osaliselt maismaal elutsenud selgroogsed. Üks vanemaid tetrapoodi luutüki leide pärineb ka Eesti alalt. Samuti sai Devoni ajastul alguse Maa tormiline asustamine maismaataimestikuga. Devoni alguses oli tegemist üksnes väga primitiivsete soontaimede – ürgraigaste ehk psilofüütidega. Peagi lisandusid neile algelised kollad ja sõnajalgtaimed. Kesk-Devonis ilmusid juba esimesed puukujulised eostaimed, kuid tõelised puitunud tüvega kõrged puud ilmusid Hilis-Devonis. Need eelpaljasseemneliste taimede hulka kuuluvad 10–30 meetri kõrgused puud moodustasid juba metsi. Taimestiku plahvatuslik areng Devoni ajastu teisel poolel ja sellest tingitud atmosfääri hapnikusisalduse kasv kutsus esile kliima järk-järgulise jahenemise, mis päädis jääaja tekkega ajastu lõpul. See põhjustas taimede ja loomade massilise väljasuremise, samaväärse Ordoviitsiumi lõpul toimunuga. Eriti kannatasid kliima jahenemise all soojalembesed rifielanikud – tabulaatsed korallid ja kihtpoorsed käsnad, kes Devoni lõpul välja surid.

Devoni paari esimese aastamiljoni jooksul settisid meie ala katnud soojas madalmeres liivad. Sellele järgnes ligikaudu 15 miljonit aastat kestnud nn geokraatne periood, millest geoloogilise ürikuna on Baltikumis säilinud vähesed "tummad" ajutiste veekogude liivakad ja savikad setted, mille paksus Eestis on ainult paar meetrit. Uus mere pealetung algas Alam-Devoni lõpus läänest ja peaaegu kogu Ida-Euroopa platvorm kattus merega. Kesk-Devoni algust tähistab Eesti geoloogilises läbilõikes madalmeres ja deltaaladel kuhjunud 15–50 m paksune liivakivilasund. Hiljem, mere pealetungi jätkudes hakkasid settima karbonaatsed, eelkõige dolomiitsed setted. Tegemist oli kõrgenenud soolsusega basseiniga, millele viitab dolomiitsete kivimite suur osakaal, seos kipsiga ja kasin elustik. Keerulistes settimistingimustes kujunes Devoni karbonaatses läbilõikes rohkesti segakivimeid, milles on karbonaatset ja Skandinaavia massiividelt kantud liivakat materjali peaaegu võrdses koguses. Devoni ajastu lõpuosa karbonaatseid kivimeid on teada ka Kagu-Eestist.

Maalilised ja värvikad Devoni paljandid on väljapaistev maastikuelement. Märkimist väärivad Tori põrguna tuntud paljandid Pärnu jõe vasakul kaldal, Peipsi järve läänekaldal Kallaste linnas asuv liivakivipank rohkete abrasioonikulbastega, Helme koopad Valgamaal. Võru- ja Põlvamaal ilmestavad maastikku rohkearvulised "müürid" jõeorgudes (joonis 14), omapärane on ka Hinni kanjon Haanjamaal.

Kvaternaari setted ja Holotseen

Ülem-Devoni karbonaatsete settekivimitega lõpeb Eestis selgelt jälgitav geoloogiline ajalugu. Et mõista geoloogilisi protsesse ja paleokeskkonna eripära, on vaja kivimit, millesse „ajalugu" oleks salvestatud. Sellised kivimid puuduvad pika geoloogilise perioodi kohta, mille kestus Lõuna-Eestis on üle 300 ja Põhja-Eestis, ka Tallinnas, üle 400 miljoni aasta. Teiste sõnadega: geoloogidel puudub informatsioon Eestimaa arengu kohta Hilis-Paleosoikumis, Mesosoikumis ning Vara- ja Kesk-Kainosoikumis.

Setted, mis katavad Ordoviitsiumi, Siluri või Devoni kivimeid, pärinevad Kvaternaari ajastust ehk viimasest ligikaudu 1,8 miljonit aastat kestnud perioodist

(Kalmetumäe) outcrop on the right bank of Piusa River and the outcrop in the Karksi castle hill, but also the outcrops in Õisu ancient valley, Essi and Ütsealutse outcrops at Võhandu, and the outcrop of Gorodenka rapids in northeastern Estonia. In Late Devonian the fishes developed into first amphibian tetrapodes – the oldest vertebrate partly living on the land.

Besides, in the Devonian began extensive development of terrestrial vegetation. In the Early Devonian the plants were represented by just very primitive psilophytes, but soon appeared also other primitive plants, e.g. ferns. Trees which formed real forests appeared in Late Devonian. Extensive development of vegetation led to increase of oxygen content in the atmosphere, and this in turn caused gradual cooling of the climate which ended with an ice age at the end of the period. Extinction of vegetation and fauna was comparable with that at the end of the Ordovician. Especially the termophile reef-forming organisms – tabulate corals and stromatopores suffered from the cooling climate and became extinct at the end of the Devonian.

During the first two million years Estonian territory was covered by warm shallow sea and sands deposited. This was followed by ca 15 million years long so-called geocratic period from which have preserved only few "silent" sandy and clayey deposits formed in temporary bodies of water. Thickness of the above beds in Estonia does not exceed couple of meters. New transgression of sea occurred in the end of the Lower Devonian and soon almost the whole East European Platform was covered by the sea. The beginning of Middle Devonian in Estonian sequence is marked by sandstone bed deposited in shallow sea and in delta area, altogether 15–50 m in thickness. Further, under the conditions of continuing transgression carbonate sediments, firstly dolostones started to accumulate. The salinity of the basin increased, which is evidenced by great share of dolostones, connection with gypsum and scarce biota. Due to complex sedimentation conditions the Devonian carbonate sequence displays abundant mixed rocks in which the carbonate and terrigenous components are often present in equal amounts. The carbonate rocks formed in Late Devonian are known from southeasten Estonia.

Joonis 14. Devoni liivakivi paljandid Piusa jõel.

Figure 14. Outcrops of Devonian sandstones at Piusa River. Photo: A. Soesoo.

The Devonian rocks form an impressive landscape element. Noteworthy are outcrops in Tori, in the left bank of Pärnu River known

Maa geoloogilises ajaloos. Ka sellest perioodist on meil kivist ajalooraamatut võimalik lugeda vaid viimaste kümnete või sadade tuhandete aastate kohta ehk perioodist, mida võib nimetada jääajaks. Kvaternaari kliima on olnud väga rahutu ja ebastabiilne ning Kvaternaari jääaegade hulka me isegi ei tea. Eestist on teada vaid hilisemate jääaegade setteid. Geoloogid on eraldanud jääaegu ajavahemikel 600 000–380 000, 240 000–130 000 ja 90 000–10 000 aastat tagasi ning nendevahelisi nn jäävaheaegasid 380 000–240 000 ja 125 000–90 000 aastat tagasi. Paleogeograafiliselt algas pärastjääaeg erinevates piirkondades erinevatel aegadel. Lõuna-Eestis sulas jää ligi 13 000–12 000 (radiosüsiniku) aastat tagasi, Põhja-Eesti oli aga siis veel jääkatte all. Hetkel elame Holotseenis ehk jäävaheaja teisel poolel. See tähendab, et uus jääaeg on kunagi tulemas. Ka geoloogid ei tea täpselt, millal see juhtuda võib, kas 100, 1000, või 100 000 aasta pärast!

Jääajaga seonduvad setted on moreenid, kruusad, liivad, aleuriidid ja teised pudedad setted. Kvaternaari setete hulgas valdavad Pleistotseeni ehk jääaja setted. Eestis on säilinud setteid vähemasti kolmest viimasest Pleistotseeni jäätumisest ja nendevahelistest soojaperioodidest ehk jäävaheaegadest. Holotseeni ehk pärastjääaja setted katavad Pleistotseeni setteid katkendlikult ja õhukese kihina. Pleistotseeni ja Holotseeni piiriks on kokkuleppeliselt 10 000 aasta piir, mille puhul räägitakse nn süsinikuaastatest. Kvaternaari lühikese kestuse ja loomaning taimejäänuste ebasoodsate mattumis- ning säilimistingimuste tõttu ei ole ajastu stratigraafilisel liigestamisel esikohal mitte loomastiku ja taimestiku arengu jälgimisel põhinev elustikuline, vaid paleoklimaatiline printsiip, s.o jääaegade ja jäävaheaegade vaheldumine. Jääaja lõppu tähistavad nn hilisjääaja setted jaotatakse aga erinevate taimede õietolmu sisalduse alusel tsoonidesse, mille ajalised piirid on määratud radiosüsiniku meetodil. Viimasele jäätumisele eelnenud jääaegade setted on Eestis säilinud vaid mattunud orgudes, Lõuna-Eesti kõrgustike piirkonnas ja Põhja-Eesti klindiesisel madalikul.

Viimase jääaja 2–3 km paksune pealetungiv liustik tasandas varasemad pinnavormid. Jääkilbi taandudes ja sulavete toimel loodi uued Eesti maastikud. Nii tekkisid Põhja- ja Lääne-Eesti aluspõhjalised tasandikud, liivast ja kruusast koosnevad sandurid ja deltad (Mustamäel, Männikul) ning moreentasandikud, järsuveerulised vallseljakud ehk oosid (Neeruti) ja liivast, savist ning kruusast koosnevad künkad – mõhnad (Haanja, Sakala, Otepää). Jää kandis põhja poolt meile suurel hulgal kristalsete kivimite tükke ehk rändrahne. Eesti üks suuremaid rändrahne paikneb Tallinnas Muugal. Muuga Kabelikivi kõrgus ulatub vähemasti kuue ja poole meetrini ning ümbermõõt 58 meetrini.

Tallinna aluspõhja reljeefist ja Kvaternaari setetega täidetud mattunud orgudest Tallinnas võib lugeda Anto Raukase ja Elvi Tavasti artiklist „Aluspõhja pealispinna reljeef Tallinnas". Detailsema ülevaate Kvaternaariga seonduvatest pinnavormisest ja nende kujunemisest leiab Anto Raukase artiklist „Tallinna pinnamood ja pinnakate". Ettekujutuse Tallinna aluspõhja reljeefist ja mattunud ürgorgudest saab ka jooniselt 15.

Sadu tuhandeid aastaid väldanud jääaeg jättis endast maha tänapäevani jätkuva geoloogilise protsessi – glatsioisostaatilise tõusu. Põhja-Euroopat katnud jääkilp vajutas maakoorekihte oma raskusega allapoole, jääkilbi sulades ehk raskuse kadudes algas aga allavajutatud kihtide kerkimine. See protsess jätkub tänapäevani ning kindlasti veel tuhandeid aastaid tulevikuski. Maakoore glatsioisostaatilise kerkimise mõju meie rannikutele on ilmne, nii Põhja- kui Lääne-Eesti

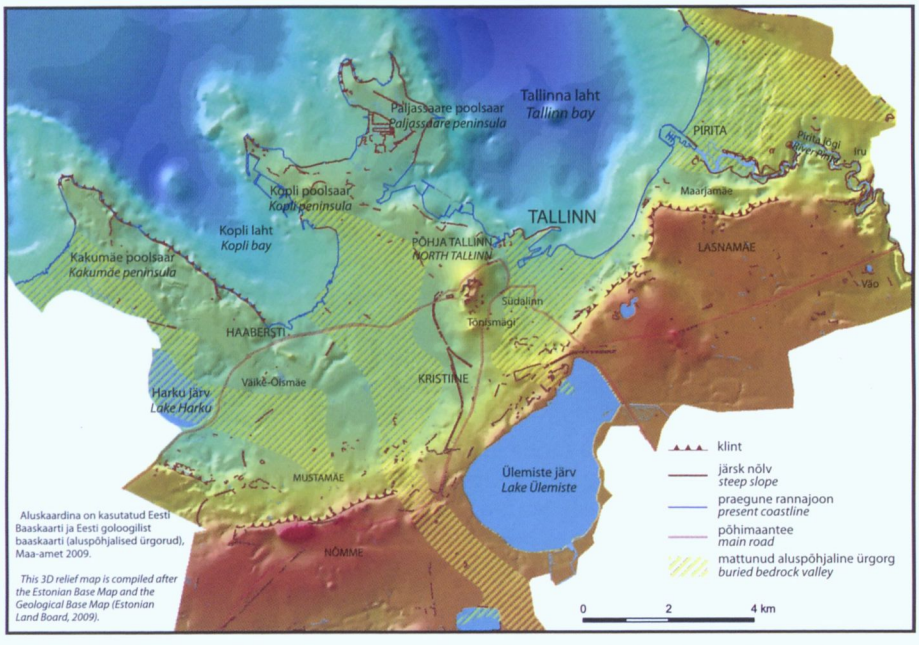
as Tori Hell (Tori põrgu). The outcrops in Kallaste town on the western shore of Lake Peipsi are remarkable by numerous wave-cut notches in them. In Valga County caves are known in Helme, in Võru and Põlva counties numerous "walls" occur in river banks, including those at Piusa River (Figure 14) and Võhandu and Ahja Rivers. The Hinni Canyon in Rõuge Commune is singular.

Quaternary deposits and Holocene

With the Upper Devonian carbonate sedimentary rocks comes to an end the clearly observable geological history. To understand the geological processes and properties of palaeoenvironments there must be rocks preserving this history. However, these rocks are missing (have been eroded) during for a whole long geological period of time – over 300 million years in southern Estonia and over 400 million years in northern Estonia, including Tallinn. In other words: geologists do not have any information about the development of out territory during the above period.

The deposits covering the Ordovician, Silurian and Devonian rocks have formed in the Quaternary period, i.e. the last 1.8 million years of geological history. For this period, too, we have data only about the most recent tens or hundreds of thousands years, i.e. the ice age.

The climate in Quaternary has been extremely restless and unstable and the actual number of ice ages is unknown. In Estonia are known only the deposits of



Joonis 15. Pinnakatte reljeef ja mattunud ürgorud Tallinna piirides. Geoloogiline andmestik Maa-ameti Eesti geloogiliselt digitaalkaardilt. Kujundanud S. Hade.

Figure 15. The bedrock relief and ancient buried valleys in Tallinn area. Geological data after the Estonian Land Board digital map. Compiled by S. Hade.

territoorium tõuseb, kompenseerides niimoodi võimalikku maailmamere tõusu tulevikus. Glatsioisostaasia mõju Tallinna linna tekkele ja arengule on olnud väga tähtis ja kindlasti ei vähene see ka lähitulevikus. Maakoore liikumiste aga samuti Läänemere arengu kohta viimastel aastatuhandetel ning nende protsesside tähelepanuväärsest mõjust Tallinna linna arengusse saab lugeda Avo Miideli artiklist „Maakoore nüüdisliikumised Tallinnas" ning Leili Saarse ja Jüri Vassiljevi artiklist „Tallinna ala arengust Holotseenis".

Kasulikku lugemisvara

Aaloe, A., Bauert, H. & Soesoo, A. 2006. Kukersiit – Eesti põlevkivi. Tallinn: MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Eklund, O. & Soesoo, A. 2007. Kristalsed kivimid Lõuna-Soomes ja Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Kleesment, A., Nestor, H. & Soesoo, A. 2006. Devon Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Märss, T., Soesoo, A. & Nestor, H. 2006. Saaremaa pangad. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Nestor, H. & Soesoo, A. 2006. Silur Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Nestor, H., Soesoo, A., Linna, A., Hints, O. & Nõlvak, J. 2006. Ordoviitsium Eestis ja Lõuna-Soomes. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Pirrus, E., Nestor, H., Soesoo, A. & Linna, A. 2006. Vend ja Kambrium Eestis ja Lõuna-Soomes. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Raukas, A. & Teedumäe, A. 1997. (toim). Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 436 lk.

Soesoo, A. & Miidel, A. 2007. Eesti rändkivid. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Soesoo, A. & Miidel, A. 2006. Põhja-Eesti klint. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Suuroja, K. & Suuroja, M. 2006. Eesti 100 rändrahnu. Tallinn, 109 lk.

Tiirmaa, R., Puura, V., Soesoo, A. & Suuroja, S. 2006. Eesti meteoriidikraatrid. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

the youngest ice ages. Geologists have distinguished ice ages 600 000–380 000, 240 000–130 000 and 90 000–10 000 years ago, and interglacials 380 000–240 000 and 125 000–90 000 years ago.

In palaeogeographical meaning the postglacial began in different regions at different times, e.g. in southern Estonia the glacier melted 13000–12000 (carbon) years ago, but at that time northern Estonia was still covered with ice. Presently we live in Holocene, i.e. second half of an interglacial. Which means that at one time the next ice age will begin, but even geologists are not able to tell whether it will begin in 1000, 10 000 or 100 000 years.

The deposits related to ice ages are till, gravel, sand, silt and other soft sediments, whereas Pleistocene (ice age) sediments prevail. In Estonia deposits of the last three Pleistocene glaciations and warmer periods between them (interglacials) have preserved. Holocene (postglacial) sediments cover the Pleistocene incoherently and form only thin beds. The boundary between Pleistocene and Holocene has been agreed to be 10 000 years, in which case the so-called radiocarbon years are used.

Stratigraphic dissection of Quaternary is based on palaeoclimatic principle, i.e. alteration of ice ages and interglacials. The so-called late-glacial deposits marking the end of glaciation are divided by pollen method into zones, time limits of which have been determined by radiocarbon dating. The deposits formed during the glaciations preceding the latest glaciation have preserved only in buried valleys, e.g. in South Estonian uplands and on foreklint lowland in northern Estonia.

When the glacier advanced it was 2–3 km thick and levelled all earlier landforms. When the ice sheet retreated, its melt-waters shaped new landscapes: plains in northern and western Estonia, flat sandurs and deltas consisting of sand and gravel (Mustamäe, Männiku) and moraine plains, eskers (e.g. Neeruti) and kames (Haanja, Sakala, Otepää).

The glacier carried to Estonian territory abundant erratic boulders – the pieces of crystalline rocks. One of largest erratic boulders in Estonia, Muuga Kabelikivi, is located in Muuga. The boulder is at least 6.5 m high and its circumference is 58 m.

The bedrock relief and the ancient buried valleys are described more thoroughly in chapter „Bedrock topography in Tallinn" by Anto Raukas and Elvi Tavast; "Topography and the Quaternary cover of Tallinn" compiled by Anto Raukas gives a review on the Quaternary landforms and their formation. The topography of the Tallinn region can also be exemplified by the Figure 15.

The ice age which lasted for hundreds of thousands years left behind ongoing process – glacioisostatic uplift. The continental glacier pushed the rock beds downward, but when it melted and its weight decreased the rock beds began to move upwards. This process continues today and will continue probably for thousands of years in the future. The impact of glacioisostatic uplift on our coasts is obvious, it occurs both in northern and western Estonia, thus compensating the possible future rise of sea level. These processes have played an important role before, and surely their importance will not decrease in the future. More information can be obtained from "Recent crustal movements in Tallinn" by Avo Miidel and "Holocene history of Tallinn" by Leili Saarse and Jüri Vassiljev.

Põhjavesi Eestis ja Tallinna ümbruses

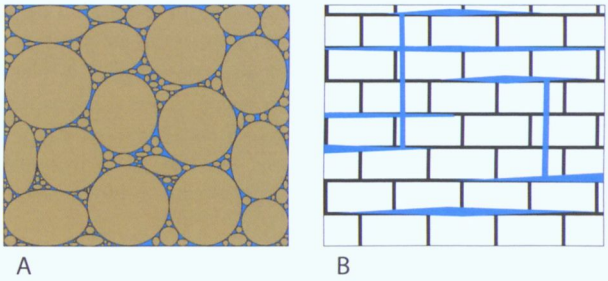
Andres Marandi

Põhjavesi moodustab üldises veeringes väikese osa – natuke alla 1 % Maa veevarudest. Vaatamata sellele on põhjavesi veevarustuse seisukohalt inimestele väga tähtis, sest paljudes kohtades saadakse just põhjaveest vajalik joogivesi. Selleks, et põhjavett otstarbekalt kasutada, on vaja teada kus, kui palju ja millise kvaliteediga see maapinnas on.

Põhjaveeks võime lugeda kogu vett, mis jääb maapinnast allapoole. Kui olete kõndinud vihmase ilmaga savikal pinnasel, siis olete ka tõenäoliselt märganud, et sinna tekivad poriloigud ning vesi ei voola ära. Kui aga vihm sajab liivasele pinnasele, siis kogu vesi imendub peagi maapinda. Sademete tungimisel maapinda toimubki põhjavee uuenemine.

Kuidas vesi maapinnas liigub

Maapinnas saab põhjavesi liikuda setetes ning kivimites olevates poorides, näiteks liivaterade vahel. Kõvade kivimite puhul, kus pooriruum on väike, liigub põhjavesi valdavalt kivimis olevates lõhedes (joonis 1). Pooriruumi ning lõhede suurusest sõltubki kivimite veejuhtivus. Nii on liivadel ja kruusadel, mille terade vaheline ruum on suurem, parem veejuhtivus kui savidel, mille osakeste vaheline ruum on imepisike. Hüdrogeoloogias nimetatakse vett hästi juhtivaid setteid ja kivimeid veelademeks ning vett halvasti juhtivaid setteid ja kivimeid veepidemeks.



Joonis 1. Poorsetes kivimites (A) on põhjavesi terade vahelises pooriruumis. Kõvades kivimites (B) liigub põhjavesi kivimis olevates lõhedes.

Figure 1. In porous rocks (A), e.g. sandstones the groundwater flows in pore space between soil/rock particles. In solid rocks (B), e.g. limestones, the groundwater flows in rock fissures.

Kui sademete vesi imendub maapõue, siis liigub see veelademes Maa raskusjõu toimel üha sügavamale kuni tuleb vastu veepide. Vesi tungib edasi ka veepidemesse, kuid saab seal liikuda väga aeglaselt. Põhjavesi hakkab veepideme kohale kuhjuma ning mööda veeladet kõrgemalt madalamale laiali voolama. Nii täituvad kõik maapinnakihid järk-järgult veega ning edaspidi toimub vaid põhjavee uuenemine ja täienemine sademete lisandumisel kõrgemal oleval toitealal. Kuna vesi liigub maapinnas aeglaselt, siis ei jõua pinnas enne uute vihmade saabumist kuivaks joosta. Teatud hetkel kujuneb tasakaal juurde tuleva ja ära voolava vee vahel ning kõik kivimite poorid on teatud sügavuseni täidetud põhjaveega.

Maapinna kõrgemaid kohti, kus toimub põhjavee uuenemine sademete infiltratsiooni arvel, nimetatakse põhjavee toitealaks. Toitealal täitub pinnas veega

Groundwater in Estonia and Tallinn

Andres Marandi

Groundwater is a small part of the general water circuit, forming a bit less than 1% of the Earth's water reserves. Nevertheless, its importance is quite high from the standpoint of water supply, since in many locations namely the groundwater is used as drinking water. To rationally consume groundwater it is important to know where and how much groundwater we have, and of course whether its quality is good enough. Hydrogeology is the area of geology that deals with the distribution and movement of groundwater and attempts to find out its origin and reserves.

Groundwater is water located beneath the ground surface. When walking on a clayey surface in a rainy day you have probably noticed that puddles are formed and the water does not flow away, whereas on sandy surface such puddles do not form because the water soon infiltrates into the ground. The renewal of groundwater occurs greatly due to infiltration of precipitation into ground surface.

How does groundwater move in soils and rocks?

In the ground surface groundwater can move in the pores inside soils and rocks, e.g. in interstices between grains of sand. In rocks when the share of pores is small the groundwater flows mainly in rock fissures (Figure 1). The conductivity of a soil or rock depends on the pore space or dimensions of fissures. For example, in sands and gravels the pore space is bigger and therefore their conductivity is much better than that of clays in which the interstices between soil particles are extremely small. In hydrogeology the soils and rocks of good conductivity are called aquifers and soils and rocks of poor conductivity – aquitards.

When the precipitation infiltrate into ground surface, due to gravity they primarily move deeper until they reach an aquitard. Further on, the water infiltrates also into the aquitard, but moves there very slowly and therefore above the aquitard groundwater begins to accumulate, which further on spreads within the aquifer, dipping from above towards the base of the aquifer. Thus, when all rock beds have gradually filled, only the renewal and supplementation of groundwater takes place in the higher recharge areas.

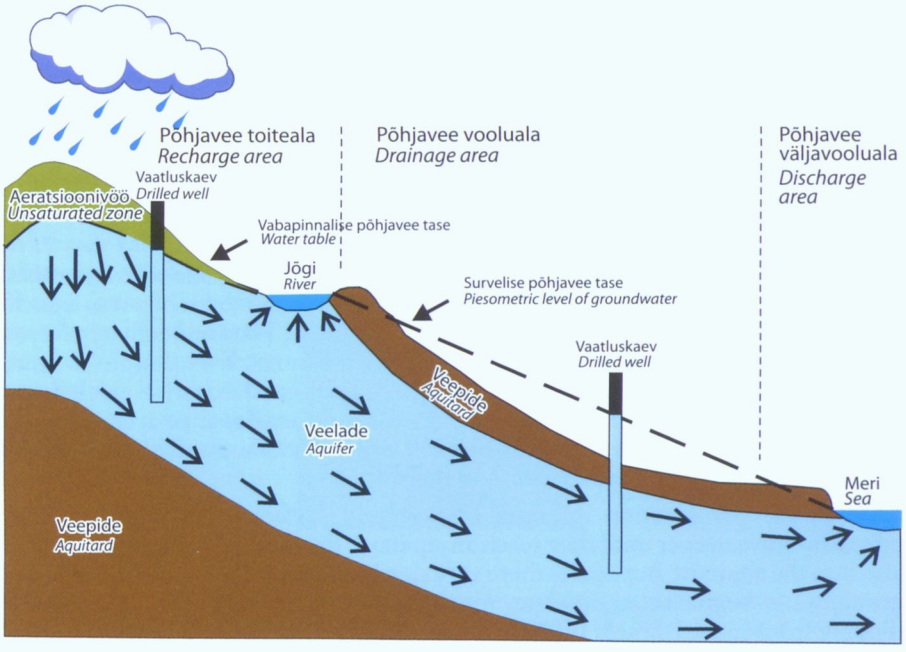
Groundwater in soils and rocks moves slowly and therefore before the beginning of new rains there is not enough time for draining of the ground surface and at a certain moment an equilibrium is achieved between the infiltrating and outflowing water and the pores of soils or rocks are to a certain depth filled with groundwater.

Higher locations of ground surface where mostly occurs renewing of groundwater from the precipitation are groundwater recharge areas. In these locations the ground surface is filled with groundwater to a certain depth and the boundary beneath which all pores are filled with groundwater is called groundwater table. Above groundwater table is located aeration belt, i.e. soil which is not complete filled with groundwater (Figure 2).

In recharge area under the conditions of unconfined groundwater the level in a well remains at the same level as the surrounding groundwater table. In groundwater flow area, in case the aquifer spreads between aquitards, the groundwater is confined and in a well its level rises up to an imaginary line connecting the water

teatud sügavuseni ning seda piiri, millest sügavamal kõik poorid on veega täidetud, nimetatakse põhjaveetasemeks. Põhjaveetasemest ülespoole jääb aeratsioonivöö ehk see osa, mis ei ole täielikult veega täitunud (joonis 2).

Toitealal, kus on tegu vabapinnalise põhjaveega, jääb kaevu veetase sama kõrgele, kui on ümbritseva põhjavee tase. Kui põhjaveelade lasub veepidemete vahel, on põhjavesi surveline ning selle tase tõuseb kaevus vettkandvast kihist kõrgemale ehk teatud mõttelise jooneni, mis ühendab toiteala ja väljavooluala veetasemeid. Nii võib kaev, mis on survelisest põhjaveetasemest allpool, olla isevoolav ehk arteesiakaev.



Joonis 2. Põhjavesi uueneb toitealal ning liigub edasi väljavoolualani, kus avaneb merre või ookeani.

Figure 2. Groundwater renews in the recharge area and moves on to discharge area where flows into sea or ocean.

Eesti põhjaveeladem ed

Eesti aluspõhi on lihtsa, peaaegu horisontaalkihilise ehitusega, kus kihid on kergelt kallutatud lõuna suunas (joonis 3). Nii on lõuna pool esinevad paksud Devoni liivakivide kihid Põhja-Eestis geoloogiliste protsesside käigus ära kulutatud ning siin avanevad hoopis karbonaatsed kivimid, mis Lõuna-Eestis lasuvad paarisaja meetri sügavusel.

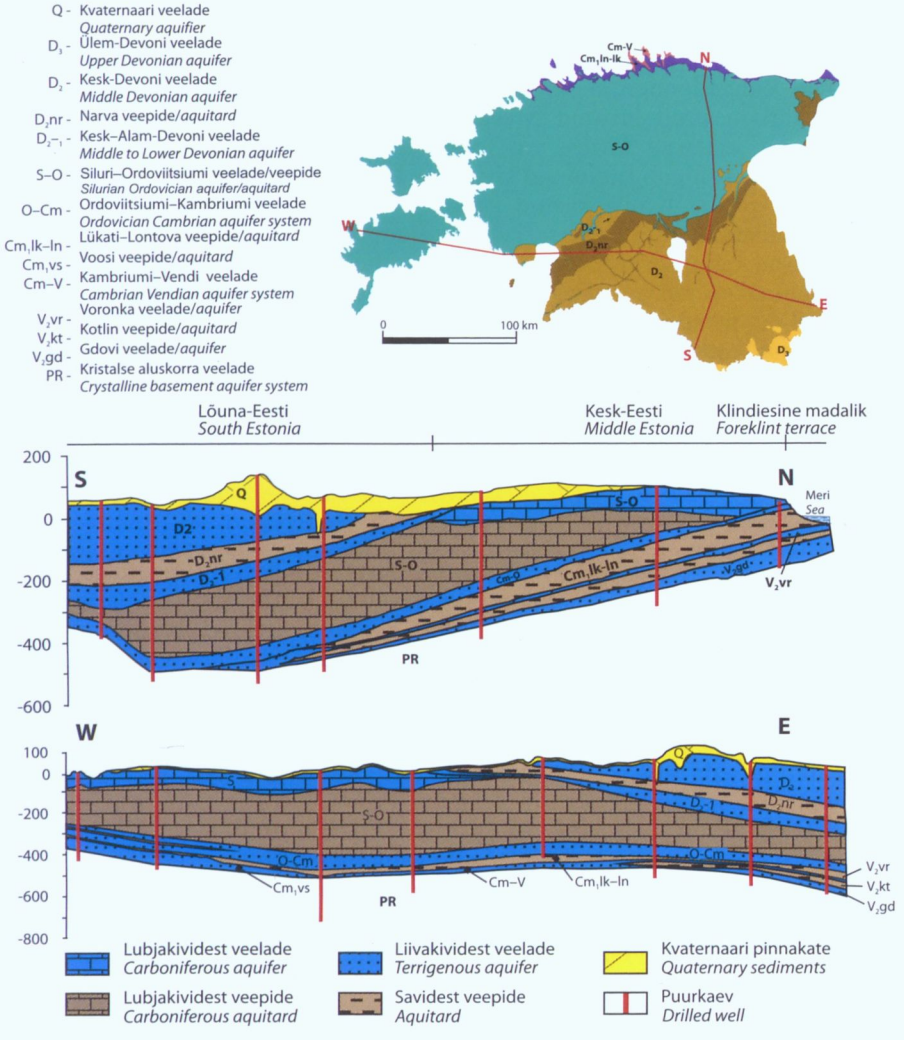
Kvaternaari põhjaveelade (Q)

Kvaternaari setted Eestis on muutliku paksuse, ebaühtlase leviku, erineva koostise ja geneesiga ning seetõttu ka veejuhtivuselt erinevad. Olulisemaks

tables of recharge and outflow areas. Thus, a well below the pressure level can be self-flowing or an artesian well.

Aquifers on the territory of Estonia

On the territory of Estonia the geological setting is simple, the rock beds are almost horizontal and have slight southward inclination (Figure 3). Thus, a



Joonis 3. Veelademed ja veepidemed Eesti aluspõhjas. Läbilõigete asukohad on märgitud punase joonega. Põhjavee tarbimisvööndid: 1) Klindiesine madalik; 2) Kesk-Eesti vöönd; 3) Lõuna-Eesti vöönd.

Figure 3. Depending on their conductivity, Estonian bedrock is divided into aquifers and aquitards. The cross-sections are shown by red lines. On the north–south cross-section is shown the division proceeding from groundwater consumption into foreklint lowland, central and southern Estonia.

pinnakatte setteks on moreen, mis levib Eestis väga laialdasel alal. Moreen võib olla nii veelademeks kui veepidemeks. Oma savika koostise tõttu ei juhi moreen vett hästi, kuid paksus moreenilasundis võib esineda liivakamaid vahekihte, mis sisaldavad põhjavett ja tänu sellele on moreeni levikualal võimalik ka madalaid salvkaeve rajada. Enamik Kvaternaari põhjaveest sisaldub aga liustikujõgedes settinud kruusades–liivades (Männiku liivik Tallinnas jm). Oluline osa kohalikus veevarustuses on sügavate mattunud orgude liivakatel setetel (Vasavere ürgorg Ida-Eestis jt). Kvaternaari setetest on heaks veepidemeks viirsavid.

Ülem-Devoni veelade (D_3) levib väikesel alal (umbes 500 km^2) Kagu-Eestis Meremäe–Rõuge joonest kagu pool (joonis 4). Veelademe moodustavad Ülem-Devoni karbonaatsed kivimid paksusega kuni 30 m. Karbonaatsete kivimite lõhelisus on valdavalt kirde- või loodesuunaline ning esineda võib tugevat karstumust. Vesi liigub karstunud kivimites 1–50 m/d (meetrit ööpäevas). Ülem-Devoni veelade võib olla kaetud keskmiselt 40 m paksuse pinnakatte setete kihiga. Lamamiks on Plavinase lademe alumise osa argilliidid ning savi, mis moodustavad keskmise veepideme. Sõltuvalt pinnakatte setetest võib veelade olla nii vabapinnaline kui ka surveline ning võib esineda arteesiakaeve, mis võivad anda kuni 4,6 m kõrguse purskkaevu. Looduslikult on veelade kaitsmata ja vesi võib kergesti reostuda. Toitub sademeveest, mis eriti kiiresti jõuab maapõue karsti levikualal Meremäe–Serga piirkonnas. Piesomeetriline tase ehk kõrgus, milleni vesi kaevus tõuseb, kõigub 4–54 m sügavuses maapinnalt. Olenevalt kivimite lõhelisusest ja karstumisest on kaevude veerikkus kõikuv (erideebit ehk eritoodang on 0,1–6 l/s×m, liitrit sekundis meetri kohta). Põhjavesi on mage, mineralisatsiooniga 0,2–0,6 g/l.

Kesk-Devoni veelade (D_2) koosneb liivakividest ja aleuroliitidest ning levib Häädemeeste–Kallaste joonest lõuna pool. Lasuvaks kihiks on valdavalt pinnakate ja vaid levikuala kaguosas ka Ülem-Devoni karbonaatkivimid, lamamiks on aga Narva lademe savidest moodustunud veepide. Kesk-Devoni liivakivide pealispinna reljeef on tugevasti liigestatud: suurematelt aluspõhja kõrgendikelt on Otepää, Sakala ja Haanja ning vagumusteks Võrtsjärv, Peipsi järv, Emajõgi, Võhandu jõgi. Põhjaveekihi toitealaks on Lõuna-Eesti kõrgustikud, kus ka põhjaveetaseme absoluutkõrgus on kõige suurem ning kust põhjavesi voolab orgudes olevate väljavoolualade poole. Veeladet moodustavate kivimite paksus on 50–250 m, mis suureneb kagu suunas. Kivimite veejuhtivus on 1–3 m/d. Põhjavesi on surveline ning põhjaveetase on kõrgustike alal rohkem kui 20 m sügavusel. Orgudes võib esineda ka arteesiakaeve. Puurkaevude toodang on keskmiselt 1 l/s×m. Põhjavesi on mage, mineralisatsioon kuni 0,5 g/l. Vesi võib olla kare ning enamikel juhtudel on ka suure rauasisaldusega. Viimane võib kuni kuus korda ületada joogiveele lubatud sisalduse (1,3 mg/l). Varasemas kirjanduses on Kesk-Devoni veeladet nimetatud ka Tartu veekihiks.

Narva veepide (D_2nr) koosneb Narva lademe savika aleuroliidi, domeriidi, mergli ja savi kihtidest kogupaksusega kuni 100 meetrit ja on Lõuna-Eestis esimene tõhus aluspõhja veepide. Veepideme veejuhtivus on enamasti 10^{-4}–10^{-5} m/d, kohati veel väiksem.

situation has formed that in northern Estonia in the course of various geological processes the thick Devonian sandstones have been eroded and the carbonate rocks crop out, which in southern Estonia lie at a depth of couple of hundred meters.

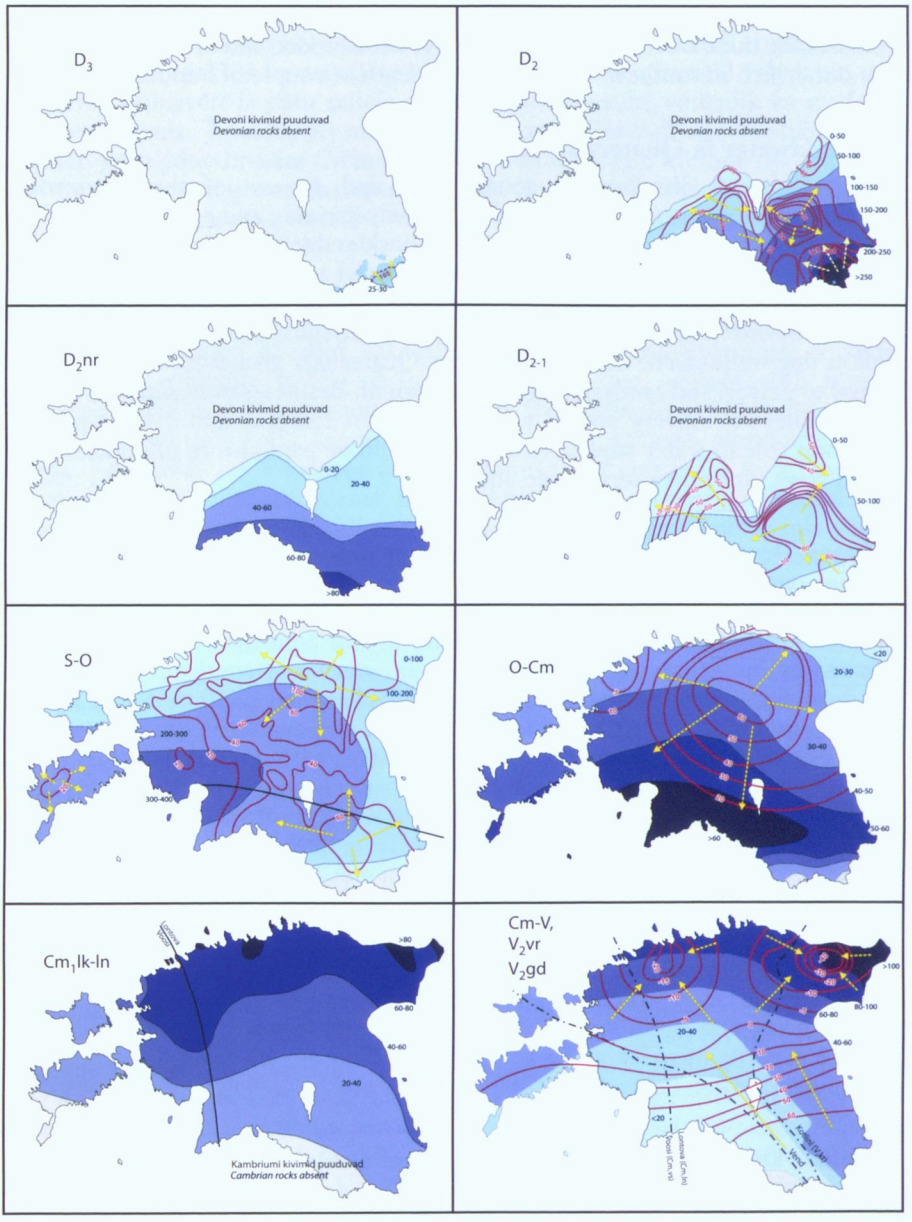
Groundwater in Quaternary deposits (Q)

The thickness, distribution, composition and genesis of the Quaternary deposits on the territory of Estonia is extremely variable and consequently their conductivity, too, varies greatly. Tills are of considerable importance and spread in extensive area. They can serve as both aquifers and aquitards. On one hand their conductivity is rather poor due to clayey composition, but in thick till beds may occur sandy interlayers with better conductivity and thus in southern Estonia, too, shallow dug wells can be made. Most of the Quaternary groundwater is, however, related to gravels and sands of glaciofluvial origin. Besides, sandy deposits in deep buried valleys (Vasavere buried valley in eastern Estonia, and others) play an important role in water supply. Attention should be paid also to glaciolacustrine varved clays, since they serve as an aquitards.

Upper Devonian aquifer (D_3) spreads on rather small territory (some 500 km^2) in southeastern Estonia, southeast of the Meremäe–Rõuge line (Figure 4) in karstified and fissured dolomites and dolomitized limestones of the Upper Devonian carbonate rocks. Total thickness of this aquifer is up to 30 m. The fissures in rocks are oriented mainly in northeast–southwest directions. Conductivity of karstified carbonate rocks varies between 1...50 m/d. The aquifer system is overlain by the Quaternary cover with a thickness of 40 m on average. The siltstone of the lower part of the Plavinas Stage with interlayers of clay forms an aquitard with medium isolation ability. Groundwater is mostly confined, in places may occur artesian wells in which the water level may rise up to 4.6 m above ground surface. Naturally the aquifer is weakly protected against surface pollution. The aquifer feeds from melt- and rain-water which especially fast percolate into the karstified bedrock strata through big sink-holes in Meremäe–Serga area.

The potentiometric surface, i.e. the level up to which the water level in a well will raise lies at a depth of 4–54 m below ground surface. Depending on the fracturing and karstification of rocks, the water inflow into wells is variable (specific capacity of wells ranges from 0.1 to 6 l/s×m). The groundwater is fresh, with mineralization 0.2 to 0.6 g/l.

Middle Devonian aquifer (D_2) consists of sand- and siltstones and spreads south of the Häädemeeste–Kallaste line. The aquifer is overlain mostly by Quaternary cover, in its southeastern part also by Upper Devonian carbonate rocks, and underlain by the clayey rocks of the Narva Stage which serve as an aquitard. The relief of the Middle Devonian sandstones is dissected – the major bedrock elevations are the Otepää, Sakala and Haanja Uplands, and the biggest depressions are Võrtsjärv, Peipsi järv, Emajõgi, Võhandu and Gauja. The recharge areas are the uplands in southern Estonia where also the elevation of groundwater table is the highest; from these areas the groundwater flows to discharge areas in relief depressions. The thickness of water-bearing rocks is 50–250 m, whereas the



Joonis 4. Põhjaveelademeid ja veepidemeid moodustavate kivimite paksus ja leviku piirid ning põhjaveelademete survelise põhjavee kõrgus merepinnast.

Figure 4. Thickness and distribution areas of the rocks forming aquifers and aquitards and potentiometric surfaces above/below sea level.

Kesk–Alam-Devoni veelade (D_{2-1}) levib Pärnu–Mustvee joonest lõuna pool ning on tähtis joogiveeallikas Pärnus, Viljandis ja Tartus. Veelade koosneb

thickness increases in southeastern direction. The lateral conductivity of aquifer system is predominantly 1...3 m/d. In uplands the potentiometric surface lies at a depth of over 20 m from the surface, while in lower areas a lot of flowing wells are encountered. The capacity of wells is average 1 l/s×m. The groundwater is fresh, its salinity ranging up to 0.5 g/l; it may be hard and predominantly rich in iron, content of the latter up to 6 times exceeding the maximum permissible concentration for drinking water.

In earlier papers the Middle Devonian aquifer has been named also the Tartu water-bearing horizon.

Narva regional aquitard (D_2nr) consists of layers of siltstone, dolomite, marl and clay of the Narva Stage with a total thickness of up to 100 m. In southern Estonia and between Tartu and Mustvee these layers form the uppermost effective bedrock aquitard, the transversal conductivity of which is 10^{-4}–10^{-5}m/d, in places even less.

Middle–Lower Devonian aquifer ($D_{2\text{-}1}$) spreads south of the Pärnu–Mustvee line and serves as a major source for drinking water in Pärnu, Viljandi and Tartu. It is represented by Middle and Lower Devonian fine-grained weakly cemented sand- and siltstones with interlayers of clayey and dolomitized sandstone. The above complex is up to 100 m thick and its conductivity is 2...10 m/d. Upper surface of the aquifer is the Narva aquitard, whereas it is difficult to determine its lower surface, because together with the underlying Silurian strata the $D_{2\text{-}1}$ aquifer forms integrated aquifer system. In the south its lower boundary is the crystalline basement in the Lokno uplift area. The Otepää and Haanja Uplands are the recharge area and groundwater flows towards the discharge areas in the Emajõgi River valley and Gulf of Riga. The water is predominantly confined. In lowlands, where the potentiometric surface extends above the ground, flowing wells occur. On the uplands the groundwater table lies at a depth of more than 30 m below surface. The specific capacity of wells ranges from 0.75 to 1.0 l/s×m. The groundwater is predominantly fresh, its mineralization reaching up to 0.5 g/l. In southeastern Estonia, southeast of the Valga–Räpina line mineral water can be found, salinity of which exceeds 1 g/l, whereas in Värska the salinity reaches up to 4.6 g/l.

The Middle–Lower Devonian aquifer has been also referred to as the Pärnu water-bearing horizon.

Silurian–Ordovician aquifer (S–O) spreads north of the Pärnu–Põlva line and in West Estonian Archipelago. It is the most widespread in aquifer in Estonia and is used for public supply in Kuressaare, Paide, Põltsamaa, Jõgeva and Tapa towns.

The water-bearing rocks are limestone and dolostone with clayey interbeds. Its upper portion (about 30 m) is karstified and fissured. Conductivity of rocks may range from 50 m/d near ground surface to 1 m/d at a depth of approximately 100 m. Towards the aquifer's base the rocks become less karstified and fissured and their conductivity decreases considerably. Total thickness of the aquifer is approximately 400 m. The specific capacity of wells is 1.8 l/s×m. In general the

Kesk- ja Alam-Devoni peeneteralistest nõrgalt tsementeerunud liivakividest, mis sisaldavad savikaid ja dolomiidistunud liivakivi vahekihte. Liivakivi kogupaksus on kuni 100 m ja selle veejuhtivus on 2–10 m/d. Veelademe ülemiseks piiriks on Narva veepide, alumist piiri on raske välja eraldada, sest enamasti moodustab D_{2-1} veelade koos alumiste Siluri kivimitega ühtse veekihi. Lokno kerkealal on veelademe alumiseks piiriks kristalse aluskorra kivimid. Põhjavee toitealaks on Otepää ja Haanja kõrgustikud ning vesi voolab Emajõe orus ning Riia lahes olevate väljavoolualade suunas. Põhjavesi on surveline ning madalamatel aladel võib esineda arteesiakaeve. Kõrgustikel jääb põhjaveetase kuni 30 m sügavusele maapinnast. Puurkaevude veeandvus on 0,7–1 l/s×m. Kesk–Alam-Devoni veelademe põhjavesi on valdavalt mage, mineralisatsiooniga kuni 0,5 g/l, kuid Kagu-Eestis, Valga–Räpina joonest kagu pool, leidub mineraalvett soolsusega üle 1 g/l, Värskas aga ulatub mineraalvee soolsus koguni 4,6 g/l. Kirjanduses võib Kesk–Alam-Devoni veelademe nimetusena kohata ka Pärnu veekiht.

Siluri–Ordoviitsiumi veelade (S–O) levib Pärnu–Põlva joonest põhja pool ja Lääne-Eesti saartel ning on Eestis kõige ulatuslikuma levikuga. S–O veekihi vett tarbivad Kuressaare, Paide, Põltsamaa, Jõgeva ja Tapa linn. Põhjavesi levib Siluri ja Ordoviitsiumi erineva koostisega lubja- ja dolokivides. Kompleksi ülemises 30 m paksuses osas on kivim lõheline ja tugevasti karstunud. Kivimite veejuhtivus võib muutuda 50 m/d maapinna lähedal kuni 1 m/d umbes 100 meetri sügavusel. Sügavuse suurenedes kivimite lõhelisus ja karstumus väheneb ja kivimid muutuvad vettpidavaks. Veelademe kogupaksus on ligikaudu 400 m. Kaevude veeandvus on 1,8 l/s×m. Üldiselt on põhjavesi mage, mineralisatsiooniga kuni 0,5 g/l, kuid rannikualadel ja saartel võib merevesi tungida kivimitesse ning vee soolsus võib tõusta kuni 3 g/l. Õhukese pinnakatte ja intensiivse põllumajandusega piirkondades on tihti probleemiks suurenenud lämmastikusisaldus.

Siluri–Ordoviitsiumi regionaalne veepide. Selle koosseisu kuuluvad Põhja-Eestis Kesk-Ordoviitsiumi Volhovi lademe kivimid ning kogu Alam-Ordoviitsiumi liivakivide ja savide kompleks, mis levivad Põhja-Eesti klindist kuni Tapa laiuseni. Sealt lõuna poole kuuluvad veepideme koosseisu kõik aluspõhja pealispinnast sügavamal kui 100 m lasuvad Siluri ja Ordoviitsiumi karbonaatsed kivimid. Veepideme paksus kasvab mõnelt meetrilt klindi lähikonnas 200–350 meetrini Eesti lõunapiiril. Kivimite veejuhtivus on horisontaalsuunal ning vertikaalsuunal tugevasti erinev. Horisontaalsuunaline veejuhtivus võib muutuda vahemikus 0,001–1,0 m/d ja ulatuda mõnikord isegi väärtusteni 2–5 m/d, vertikaalne veejuhtivus on enamasti vahemikus 10^{-9}–10^{-4} m/d.

Ordoviitsiumi–Kambriumi veelade (O–Cm) jääb Siluri–Ordoviitsiumi regionaalsest veepidemest sügavamale ehk selle alla ja levib kogu Eestis, välja arvatud Põhja-Eesti klindiesisel madalikul. Veelademe moodustavad Kambriumi vanusega peeneteralised liivakivid ja aleuroliidid, veepideme aga liivade alune savilasund. O–Cm põhjaveelademe sügavus maapinnast suureneb 10–20 meetrist Põhja-Eestis kuni 500 meetrini Eesti lõunapiiril. Kivimite veejuhtivus on pindalaliselt üsna ühtlane, enamasti 1–3 m/d. Madal-Eestis, Võrtsjärve, Alutaguse ja Varnja–Värska madalikul ning Väikese Emajõe orundis ja Valga nõos ulatub

groundwater is fresh, its mineralization reaching 0.5 g/l, but in coastal regions and islands seawater may intrude into the aquifer and in such cases the salinity may reach up to 3 g/l. In rural areas where the thickness of the Quaternary cover is small and agricultural activity is intensive high contents of nitric compounds may occur.

Silurian–Ordovician regional aquitard consists of limestones, marls, siltstones, clays and argillites of the Toila, Leetse, Varangu and Türisalu Formations (Lower Ordovician), extending at a length of 30 km southward from the North Estonian Klint. Farther in the south, the aquitard includes all Silurian and Ordovician rocks. Its thickness increases from a couple of metres in the vicinity of the klint up to 200–350 m near the southern border of Estonia. Conductivity is very variable: the lateral conductivity changes between 0.001–1 m/d, extending sometimes up to 2–5 m/d, the transversal conductivity ranges from 10^{-9} to 10^{-4} m/d.

Ordovician–Cambrian aquifer system (O–Cm) underlies the Silurian–Ordovician regional aquitard extending everywhere in Estonia, except the North Estonian coastal region.

The aquifer system includes the Cambrian fine-grained sandstone and siltstone, its lower boundary is the aquitard consisting of the clays of the Lükati and Lontova Formations. The depth from the ground increases from 10...20 m at the North Estonian Klint up to 500 m on Estonia's southern border. Lateral conductivity of the aquifer mostly ranges from 1 to 3 m/d. In Lower Estonia, Võrtsjärve, Alutaguse, Valga and Varnja–Värska lowlands and in the Väike-Emajõgi Valley, the potentiometric surface of the Ordovician–Cambrian aquifer system rises above the ground surface. The average specific capacity of wells is 0.2 l/s×m. In northern Estonia the groundwater is mostly fresh, its mineralization reaching 0.5 g/l, but increases southward, reaching 2 g/l in southern Estonia.

Lükati–Lontova regional aquitard (Cm_1lk–ln) is represented by Lower Cambrian blue clays. Their thickness reaches 100 m in northeastern Estonia and decreases to the southwest, wedging out south of Häädemeeste in southwestern Estonia. In the West Estonian Archipelago, the Lontova clays are replaced by less clayey siltstones.

The transversal conductivity of the Lontova blue clay is 10^{-7}–10^{-5} m/d.

Cambrian–Vendian aquifer system (Cm–V) spreads on most of the territory of Estonia, except the Mõniste–Lokno uplift area. In northern and western Estonia water-bearing rocks are the Vendian sand- and siltstones. In eastern Estonia (east of Rakvere–Põltsamaa–Otepää line) the 20–70 m thick clays of the Kotlin Formation divide the unitary sandstone complex into two: Upper Voronka Formation and Lower Gdov Formation. Thus, in eastern Estonia Voronka (V_2vr) and Gdov aquifers (V_2gd) and the Kotlin aquitard (V_2kt) are discussed.

The Voronka aquifer (V_2vr) mostly consists of quartzose sand- and siltstones, total up to 50 m in thickness. The conductivity of rocks ranges from 5 to 8

O–Cm veelademe survepind üle maapinna. Kaevude veeandvus on keskmiselt 0,2 l/s×m. Vesi on valdavalt mage, mineralisatsiooniga kuni 0,5 g/l, kuid Lõuna-Eestis võib soolsus tõusta 2 g/l.

Lükati–Lontova veepideme (Cm_1lk–ln) moodustavad Alam-Kambriumi sinisavid, mille paksus on suurim Kirde-Eestis (kuni 100 m) ja mis Edela-Eestis Häädemeestest lõuna pool välja kiilduvad. Lääne-Eesti saartel asenduvad Lontova savid vähem savikate aleuroliitidega. Lontova sinisavi vertikaalne veejuhtivus on 10^{-7}–10^{-5} m/d.

Kambriumi–Vendi veelade (Cm–V) levib kogu Eesti territooriumil (välja arvatud Mõniste–Lokno kerkeala). Põhja- ja Lääne-Eestis moodustavad põhjaveelademe Vendi aegsed liivakivid ja aleuroliidid. Ida-Eestis (Rakvere–Põltsamaa–Otepää joonest ida pool) on aga ühtlane liivakivikompleks 20–70 meetri paksuse Kotlini kihistu savilasundiga jagatud kaheks – ülemiseks ehk Voronka kihistuks ja savilasundi alla jäävaks Gdovi kihistuks. Seega võib Eesti idapoolsetel aladel käsitleda eraldi Voronka (V_2vr) ja Gdovi (V_2gd) veeladet ning Kotlini veepidet.

Voronka veelade (V_2vr). Selle veelademe moodustavad peamiselt kvartsliivakivid ja aleuroliidid kogupaksusega kuni 50 meetrit. Kivimite veejuhtivus on vahemikus 5–8 m/d ning puurkaevude veeandvus on 4–5 l/s×m. Looduslikes tingimustes on veelademe survepind Soome lahe rannikul ulatunud 1,5–5,5 meetrit üle meretaseme, lõuna suunas survepinna absoluutkõrgus kasvab 60 meetrini Otepääl ja Petseris. Kirde-Eestis on intensiivse pumpamise tagajärjel tekkinud põhjavee survepinna alanduslehter, mille sügavus keskmes võib ulatuda kui 40 m allpoole merepinda.

Kotlini veepide (V_2kt) koosneb Vendi aegsetest Kotlini kihistu savidest, mis levivad ida pool Rakvere–Põltsamaa–Otepää joont. Eesti idapiiril ulatub savikompleksi paksus 40 meetrini ja selle vertikaalne veejuhtivus on vaid 10^{-5} kuni 10^{-7} m/d.

Gdovi veelade (V_2gd) koosneb Gdovi kihistu eriteralistest liivakividest ja aleuroliitidest paksusega 40–65 m ning lasub vahetult kristalsel aluskorral. Vettandvate kivimite veejuhtivus on 1–6 m/d ning puurkaevude veeandvus on 2–4 l/s×m. Looduslik survepind Põhja-Eesti rannikualal on 3–5 m võrra meretasemest kõrgemal, kuid praegune survepinna sügavus kaevudes sõltub tekkinud alanduslehtrist.

Kristalse aluskorra põhjavesi

Kristalse aluskorra kivimite lõhelisuse korral võivad need olla vettkandvaks. Enamasti puudub piir Kambriumi–Vendi veelademega, kuid mõnikord on kristalsete kivimite ülaosas savikas murenemiskoorik, mis on veepidemeks Cm–V põhjaveele. Kristalse aluskorra veeandvus on väike ja vesi on enamasti kõrge

m/d, the specific capacity of wells is 4–5 l/s×m. Under natural conditions, the potentiometric level on the coast of the Gulf of Finland was 1.5...5.5 m above sea level, southwards it increases up to 60 m in Otepää and Petseri. In northeastern Estonia intensive consumption has led to formation of drawdown, the groundwater table in its centre lying at 40 m b.s.l.

Kotlin aquitard (V_2kt) consists of the clays of the Vendian Kotlin Formation which spread east of the Rakvere–Põltsamaa–Otepää line. At eastern boundary of Estonia their thickness is 400 m and vertical conductivity 10^{-5} to 10^{-7} m/d.

The Gdov aquifer (V_2gd) consisting of mixed-grained sand- and siltstone with the thickness predominantly between 40...65 m lies directly on the Precambrian basement. The clay of the Kotlin Formation serves as an upper confining unit. The conductivity of water-bearing rocks is 1–6 m/d and specific capacities of wells 2–4 l/s×m. The natural potentiometric surface in the coastal area of northern Estonia was 3...5 m above sea level, but currently it depends on the drawdown formed in the result of extensive groundwater consumption.

Groundwater in the crystalline basement

Groundwater can move in the fissures of the crystalline basement. Mostly the boundary with the overlying Cambrian–Vendian aquifer system is unclear, but sporadically in the topmost part of the crystalline basement there is crust of weathering that serves as the aquitard of the Cambrian–Vendian groundwater. The water-abundance of the crystalline rocks is small and the mineralization of the groundwater is high. Considering the latter and that the crystalline basement lies deep below surface, it can be concluded that the groundwater in crystalline rocks is of no practical importance.

Which aquifers are used in Estonia

In order to consume groundwater wells must be made. The shallower the wells, the more expedient for consumers. Therefore it is important to know which aquifers spread in the area under discussion. Considering the location of aquifers both laterally as well as in relation to each other, three belts with similar groundwater consumption can be distinguished (Figure 3).

Foreklint lowland is the northernmost. As seen in Figure 3, in this area spread only the aquifers in Cambrian and Vendian rocks and therefore in northwestern and northern Estonia the groundwater from the Cm–V aquifer and in northeastern Estonia that of the Voronka and Gdov are used.

In **Central Estonia** (between the North Estonian Klint and the boundary of Devonian rocks) S–O aquifer is the topmost. The conductivity of the rocks forming this aquifer is excellent near ground surface, creating many advantages, but being disadvantageous at the same time. The wells made in these rocks are water-abundant, but the contamination, too, spreads fast.

mineralisatsiooniga. Kui siia lisada veel aluskorrakivimite suur lasuvussügavus, siis kristalsete kivimite põhjaveel puudub praktiline tähtsus.

Millist põhjavett Eestis kasutatakse

Sõltuvalt põhjaveekihtide levikust ja asendist üksteise suhtes, võib Eesti territooriumil eristada kolme põhjavett kasutavat vööndit (joonis 3, 4).

Põhja-Eesti klindiesine madalik

Põhja-Eesti klindiesisel madalikul on tegemist vaid Kambriumi ja Vendi kivimitega ja seetõttu on Loode- ja Põhja-Eestis kasutusel Cm–V põhjaveelade. Kirde-Eestis on levinud küll nii Voronka kui Gdovi veelade, kuid enamasti kasutatakse vaid Voronka veekihti, sest Gdovi veekihi vesi on liialt soolane (joonis 3, 4).

Kesk-Eesti vöönd

See vöönd levib Põhja-Eesti klindist kuni Devoni kivimite avamuseni. Siin on ülalt esimene aluspõhjaline veekiht S–O veelade, mis on kaetud õhukese pinnakattega. S–O veeladet moodustavate kivimite veejuhtivus on maapinna lähedal väga hea ning see loob palju eeliseid, kuid on samas ka puuduseks. Hea veejuhtivusega kivimitesse rajatud kaevud on küll veerikkad, kuid ka reostusohtlikud.

Nii ongi Kesk-Eesti piirkonnas, kus on arenenud põllumajandus ja kasutatakse ülemist karbonaatkivimite põhjavett, paljud kaevud reostunud lämmastikühenditega. Kui põhja pool on ühisveevarustuses võimalik kasutada ka alumiste veelademete põhjavett, siis Tapa–Haapsalu joonest lõuna pool on alumised põhjaveelademed juba liiga sügaval ning S–O veelade on ainuke võimalus.

Lõuna-Eesti vöönd

Siin kasutatakse peamiselt Kesk-Devoni veelademe vett. Umbes 30 km laiusel alal Devoni kivimite avamuspiirist lõuna pool kasutatakse puurkaevudes Alam–Kesk-Devoni ja Siluri–Ordoviitsiumi põhjaveelademeid ühtse kompleksina. Vanemas kirjanduses võib nende kihtide nimetusena leida ka Pärnu–Siluri veekompleks.

Millist põhjavett on võimalik kasutada Põhja-Eestis ja Tallinnas

Peamiselt kasutatakse siin Kambriumi–Vendi põhjaveelademe vett, mis on 50–70 m sügavuste puurkaevudega hõlpsasti kättesaadav. Sellest veelademest võetakse kuni 75% tarbitavast olmeveest. Saadav vesi on väga heade tarbimisomadustega, reostuse eest paksu savikihiga piisavalt kaitstud, olemuselt surveline ning suurte varudega. Vee mineralisatsioon on Põhja-Eestis väike (0,3 mg/l), kuid kihi sügavuse suurenedes lõuna poole kasvab ka mineralisatsioon kiiresti (Ruhnus 22 g/l). Joogiveeks kõlbulik soolsuse piir (~1 g/l) läbib Kesk-Eestit Pärnu–Narva joonel (joonis 5, 6).

Thus, in Central Estonia in regions where the S–O aquifer is used and the rural economy is well developed, in many wells the groundwater is contaminated with nitric compounds. In its northern part also the groundwater from O–Cm and Cm–V aquifers is consumed and S–O aquifer is used only by few households, but south of the Tapa–Haapsalu line the lower aquifers are already too deep and S–O aquifer is the only source of groundwater. Therefore in the area under discussion activities must be carefully planned in order to preserve the valuable groundwater.

In **southern Estonia** Devonian rocks crop out and the Middle Devonian aquifer is the main source of groundwater. Southward of the boundary of the distribution area of Devonian rocks, in an approximately 30 km wide belt the groundwater of the Middle–Lower Devonian and Silurian–Ordovician aquifers is jointly used in bored.

Which aquifers can be used in northern Estonia and Tallinn?

In northern Estonia Cm–V, V_2vr ja V_2gd aquifers are the main source of groundwater, forming up to 75% of consumed water. At the same time, the groundwater of these aquifers is extremely unique by its composition not only in Estonia but worldwide.

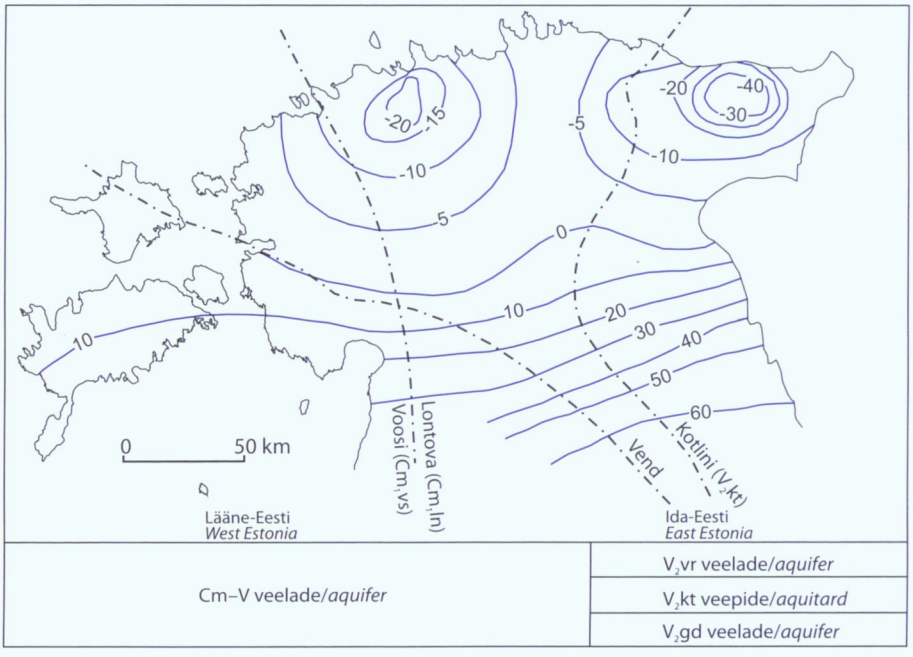
Within the whole Estonian territory the salinity of groundwater changes from ca 300 mg/l in Cm–V, V_2vr and V_2gd aquifers in northern Estonia to 22 g/l in southern Estonia on Ruhnu Island. The accepted salinity of drinking water (~1 g/l) and the line of respective salinity runs through central Estonia along the Pärnu–Narva-Jõesuu line (Figure 5, 6). What is the reason of such considerable difference at such small distance?

As mentioned before, the Cambrian and Vendian rocks hosting the above aquifers lie deep under other rocks and the groundwater reaches there after moving in the long term through the upper aquifers and aquitards. In southern part of the Cambrian–Vendian aquifer the estimated groundwater flow rate is ca 3 m per year. In the process of permeation through rocks chemical reactions constantly take place, less soluble constituents are deposited and more soluble ones are accumulated in the groundwater.

Another question was why, in the process of flowing in northern Estonia the groundwater of Cm–V, V_2vr and V_2gd aquifers becomes fresh, although theoretically the salinity should increase. This is still under discussion, but in recent years scientist have reached the conclusion that during the last glaciation fresh glacial meltwater infiltrated into the Cambrian and Vendian rocks. Nowadays brackish groundwater flows northwards at a flow rate approximately 3 m per year.

Besides, the Cm–V aquifer in the coastal area of northern Estonia and V_2vr aquifer in the coastal area of northeastern Estonia nowadays feeds from rain- and meltwater, which infiltrates into the aquifer through he Quaternary deposits filling the ancient valleys, since the latter cut through the Lontova blue clay.

However, most of the residents in northern Estonia consuming he groundwater of the Cambrian–Vendian, Voronka and Gdov aquifer should be proud because their drinking water is the meltwater of the ancient continental glacier preserved in the Earth's bowels for several tens of thousands years.



Joonis 5. Kambriumi–Vendi (Cm–V), Voronka (V_2vr) ja Gdovi (V_3gd) veelademe levik.

Figure 5. In the Cambrian and Vendian rocks spread the Cambrian and Vendian (Cm–V) aquifer in western Estonia and Voronka (V_2vr) and Gdov (V_3gd) aquifers in eastern Estonia.

Soolsuse kiire kasv lõuna suunas on igati loomulik, sest lõunapoolsetel aladel lasuvad Kambriumi ja Vendi kivimid 600–700 m sügavuses.

Miks aga Eesti põhjaranniku lähedases piirkonnas on Kambriumi–Vendi veelademe vesi säilitanud madala soolsuse, kuigi lademe märkimisväärset sügavust ja põhjavee voolu suunda silmas pidades võiks see olla teisiti? Viimastel aastatel arvatakse, et selle üheks põhjuseks võib olla Kvaternaari jäätumise liustiku sulavee osaline tungimine Kambriumi ja Vendi kivimite pooridesse. Lisaks toitub veelade ka tänapäevaste sademete mageveest, mis tungib põhjaveekihti läbi ürgorgusid täitvate setete.

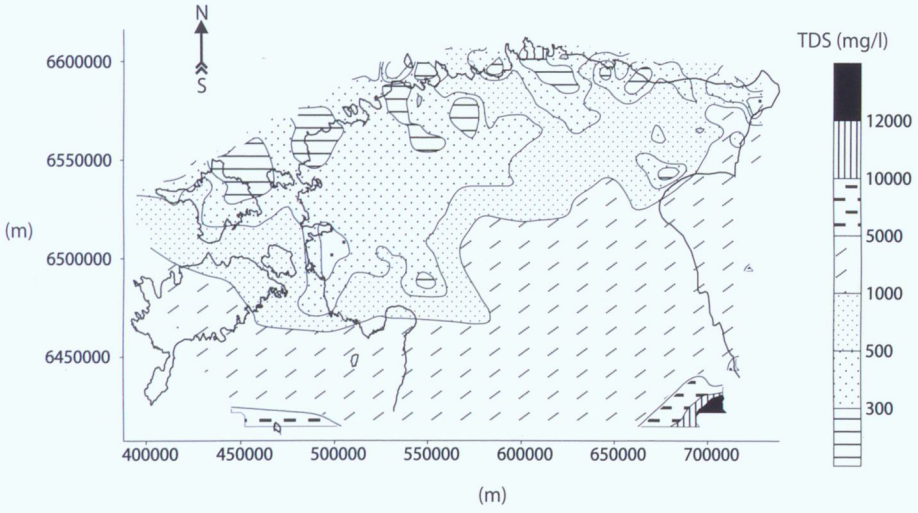
Nii võivad Põhja-Eesti Kambriumi–Vendi veelademe tarbijaid olla õnnelikud, et saavad iga päev tarbida kvaliteetset vett, milles on ehk säilinud teatud kogus tuhandete aastate vanust puhast liustiku sulavett.

Kasulikku lugemisvara

NSVL hüdrogeoloogia. 1966. XXX kd, Eesti NSV (vene k).

Raukas, A. (koost). 1996. Eesti. Loodus. Valgus, Tallinn, 606 lk.

Raukas, A. & Teedumäe, A. (toim) 1997. Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 436 lk.



Joonis 6. Mineralisatsioon Kambriumi–Vendi (Cm–V) põhjaveelademes.

Figure 6. Distribution of the content of total dissolved solids in the groundwater of the Cambrian–Vendian system.

Tallinna veevarustus ja põhjavesi

Rein Perens

Tallinna veetarbe rahuldamiseks kasutatakse tänapäeval 90 % ulatuses pinnasevett ja vaid 10% vajadusest katab põhjavesi. Läbi aegade on Tallinn oma joogivee saanud Ülemiste järvest. Tallinna esimesed asukad võtsid vett Ülemiste järvest väljavoolanud Härjapea jõest või Toompea nõlvade allikatest, seejärel alustati kaevude rajamist nii Toompeal kui all-linnas. Säilinud kirjalike andmete järgi oli keskajal Toompeal 12 lahtist kaevu, olulisem neist kandis Maarjakaevu nime. Vanimad andmed Maarjakaevu kohta pärinevad aastast 1630. Teine tähtis veevõtukoht oli Toompea mäe kagunurgas paikneva ordulinnuse õuel asunud kaev, mida on mainitud veel 1781. Esimeseks linnakaevuks võib pidada Rataskaevu ja Dunkri tänava nurgal asuvat Rataskaevu, mida on mainitud juba 1375. aastal. Nimi pärineb küll hilisemast ajast, kui ehitati ratas, et oleks hõlpsam veenõusid kaevust välja tõsta. Arheoloogilistel kaevamistel on avastatud kaev ka Raekoja platsil ning paljudes vanalinna õuedes ja keldrites. Raekoja platsi kaev on dateeritud XII sajandisse, kuid on võimalik, et see on veelgi vanem. XIV sajandi esimesel poolel varustasid linlasi veega veevedajad. Veevedajad võisid vett võtta Karjaallikast, mis asus praeguse Tatari tn 24 maja õues. Karjaallikast rajati juba 16. sajandil toru nn Karjakaevu praeguse Estonia puiestee alguses. Linna elanikkond aga kasvas ja olemasolevad kaevud ning veevedajad ei suutnud linna veetarvet rahuldada.

1345. aastal sai Tallinn õiguse rajada ligi nelja kilomeetri pikkune kanal Ülemiste järvest linna. Kanal kulges piki praegust Veerenni ja Süda tänavat Harju väravani ning sealt umbes 1,5 km pikkuselt väljaspool linnamüüri mereni. Kanali rajamise eesmärgiks oli küll vee juhtimine vallikraavidesse linna kaitsevõime tugevdamiseks, kuid see varustas veega ka linnamüüri ees asunud paistiike ja linnaväravate juures paiknenud vesiveskeid. Vanalinna avalikud kaevud said vett paistiikidest puittorude kaudu isevoolu teel. Keskaegsesse veevõrku kuulus umbes 2,8 km puittorustikku, millel asus 18. sajandil 12 läbivoolu-, 29 avalikku ja 15 erakaevu. See süsteem oli kasutusel 19. sajandi keskpaigani, kui puittorud asendati malmtorudega.

19. sajandi 60ndatel aastatel rajatud uus veevõrk koosnes Ülemiste järvest mööda Tartu maanteed vanalinna suunduvast peamagistraalist ja vanalinna tänavaid läbivast torustikust. Veevärgist said vett ainult vanalinn, Tartu maantee äärsed majad, avalikud veevõtupunktid, tuletõrjehüdrant, gaasivabrik ja sadam. Veetorustiku ehitamisel oli maha pandud 9,6 km malmtorusid, kuid peatselt ei suutnud see veevärk enam rahuldada isegi vanalinna veetarvidust. 1881–1883 rajati veevõrk, mis kõrgsurve piirkonnas koosnes 18,75 km pikkusest torustikust ja Tõnismäel asuvast veetornist ning madalsurve piirkonnas 12,75 km pikkusest torustikust. Veevõrk suutis anda umbes 5000 m³ vett ja varustada peale vanalinna ka Toompead ning Kalamaja ja Pärnu maantee piirkonda. Järk-järgult laiendati veevõrku ka teistesse eeslinnadesse. Veetagavara suurendamiseks rajati aastatel 1922–1923 Pirita jõe ja Ülemiste järve vahele juurdevoolukanal, mida 1934. aastal laiendati. Muret tegi aga vee vilets kvaliteet – vesi oli tihti sogane, kollaka värvusega, mõnikord ka halva maitse ja lõhnaga. Filterveevärgi rajamine algas jaanuaris 1925 ning puhas filtreeritud vesi lasti linna veetorustikku 29.12.1927. Veepuhastusjaama uus osa valmis 1978. aastal.

Public water supply and groundwater in Tallinn

Rein Perens

To satisfy the needs for drinking water in Tallinn presently 90% of the water is surface water and only 10% is groundwater. Throughout years Tallinn has obtained its drinking water from Lake Ülemiste. The first inhabitants of Tallinn obtained fresh water from the Härjapea River or the springs flowing out from the slopes of Toompea Klint Island. Somewhat later first wells were dug both in Toompea and downtown. Written records evidence that in the Middle Ages there were 12 open dug wells in Toompea, the most prominent among them was known as Maarjakaev (Mary's Well). The oldest records about this well date back to year 1630. Another important well was located in the yard of the Order castle in southeasternmost Toompea, which has been mentioned as late as in 1781. Rataskaev on the corner of Rataskaevu and Dunkri streets can be considered as the first municipal well, which was for the first time mentioned in 1375. The name, however, originates from a later period, when the wheel was built to facilitate lifting the buckets from the well. Archaeological excavations have revealed that another well was situated on the Town Hall Square, as well as many yards and basements in Old Town. The well on the Town Hall Square dates back to 12th century, but it may be even older. In the first half of the 14th century the inhabitants of Tallinn got their water from water carriers who were allowed to scoop it from the Karjaallikas Spring in the yard of today's 24 Tatari Street. Already in the 16th century a pipeline was established from the Karjaallikas to the so-called Karjakaev well at the beginning of nowadays Estonia Boulevard. The population of the town continued to increase and the water carriers and existing wells were not able to meet their need for water.

In 1345 Tallinn was given the right to establish an app. 4-km channel from Lake Ülemiste. The channel passed along the today's Veerenni and Süda Streets up to Harju Street and from there for about 1.5 km outside the town wall until it reached the sea. Aim of this channel was to conduct the water into the moats to improve the town's defence potential, but the water was supplied also to the dammed ponds in front of the town wall and watermills near the town gates. The public well in turn received their water from the dammed ponds via wooden pipelines. The medieval water pipes comprised ca 2.8 km of wooden pipelines, and in the 18th century there were 12 flow wells, 29 public and 15 private wells. The above system was used up to the mid-19th century, when the wooden pipes were substituted by cast-iron pipes.

The water supply system established in the 1860s consisted of the main line running from Lake Ülemiste along the Tartu Road to Old Town, and the pipelines in the narrow streets in Old Town. The water was conducted only to the Old Town, households by the side of Tartu Road, public wells, fireplug, gas factory and port. 9.6 km of cast-iron pipes were installed, but very soon they could not meet the need for drinking water of even the Old Town.

In 1881–1883 was built the water conduit which in the high-head region consisted of 18.75 km of pipelines and the water-tower on Tõnismägi, and 12.75 km of pipelines in low-head region. The above conduit was able to provide app. 5000 m^3 of water and to supply also Toompea, Kalamaja and the area of Pärnu Road. Step by step the conduit was expanded to other suburbs as well. To increase the water supply, in 1922–1923 was established the inflow channel between the Pirita River and Lake Ülemiste, which was expanded in 1934. The quality of water was poor – it was often turbid, yellowish, sometimes smelled and tasted bad. Building of a filtered waterworks began in January 1925 and clean, filtered water was conducted into the pipelines on 29 December 1927.

II maailmasõja ajal osa veevõrgust hävis. Pärast sõda rajati hulgaliselt erineva võimsusega puurkaeve, kuid põhilise vee sai linn ikka Ülemiste järvest. 1965. aastaks rekonstrueeriti filterveevõrk, mille võimsus oli nüüd kuni 102 000 m³ vett ööpäevas. 1960. aastal ehitati Pirita jõele Paunküla veehoidla, mis ühendati kanali abil Ülemiste järvega. Aastast 1980 saab veehoidla lisavett Jägala jõest ja Pärnu jõe ülemjooksult. Vääna jõe ülemjooksu vesi juhitakse Tallinna veesüsteemi Angerja kanali kaudu. 1984. aastaks valmisid Soodla, Raudoja ja Kaunissaare veehoidlad. Seega ei tule Tallinna joogivesi ainult järvest, vaid seda kogutakse ligi 1500 km² alalt. 1990. aastatel toimusid veevõrgu laiaulatuslikud ümberehitustööd.

Tallinna äärelinnades (Nõmmel, Pirital, Meriväljal, Kakumäel jm) tarbitakse aga valdavalt põhjavett. Et tagada kogu Tallinnale püsiv veevarustus, oleks vajalik kahe veevarustusallika olemasolu, sest Ülemiste järv põhiveeallikana on reostuse eest halvasti kaitstud ning seda võib määramata ajaks rivist välja viia.

Tallinna põhjavesi

Alljärgnevalt vaatleme, missugused on hüdrogeoloogilised eeldused põhjavee kasutamiseks Tallinnas. Vastavalt ala geoloogilisele ehitusele võib Tallinnas põhjavett saada Kvaternaari, Ordoviitsiumi, Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksist. Põhjavee võtmiseks on rajatud mitmeid veehaardeid, st üksikpuurkaeve või puurkaevude gruppe. Puurkaevude paiknemise järgi jaotatakse veehaarded rida-, ring-, pindalalisteks ja süsteemituteks. Tallinnale tervikuna on iseloomulik puurkaevude süsteemitu paiknemine. Ridaveehaardega on võetud Kvaternaari veekompleksi põhjavett Seevaldis ja Ülemiste kaptaažliinis.

Kvaternaari veekompleks ehk pinnakatte põhjavesi (Q) levib Tallinna territooriumil hajusalt, veekihid on väikese paksuse, piiratud leviku ja erineva geneesiga ning küllaltki veevaesed. Harva on veekihid eraldatud veepidemetega. Ainsana pakuvad praktilist huvi sanduralade s.o liustiku sulamisveest settinud liiva- ja kruusaalade veekiht ning moreenidevahelised liivakihid mattunud ürgorgudes. Neisse rajatud puurkaevude erideebit on vahemikus 0,3–30 l/sxm. Liivikute vesi on vähese mineraalainete sisaldusega (valdavalt 0,2–0,3 g/l), vee kvaliteedi seisukohalt tekitab probleeme kõrge rauasisaldus, mis ainult vähestes puurkaevudes jääb joogiveenõuete piiridesse (alla 0,2 mg/l). Ligi kolmandikus uuritud puurkaevudes ulatub rauasisaldus üle 1 mg/l.

Tallinna piires on Kvaternaari veekompleksis piiritletud neli põhjaveemaardlat, mille summaarne tarbevaru on 19 800 m³/ööpäevas (tabel 1).

Seevaldi maardlapiirkonna põhjavee tarbevaru on 2000 m³/ööpäevas. Puurkaevude sügavus ulatub 28–29 m. Veehaare on välja ehitatud, seda kasutati 1999. aastani ja sealt saadud vesi suunati ühisveevärki. Veehaarde taaskasutuselevõtu puhul saab vett veevärki anda kohe pärast puurkaevude käivitamist ja läbipumpamist kuni puhta vee saamiseni. Vett võiks kasutada Kambriumi–Vendi veekompleksi kõrge kloriidide sisaldusega põhjavee lahjendajana Koplis.

Külmalliku maardlapiirkond tarbevaruga 1000 m³/ööpäevas, asub Nõmme linnaosas. Allikate vett kasutatakse ujumisbasseinides ja kunstlume valmistamiseks. Veevõtu arvestust ei peeta.

Männiku maardlapiirkond tarbevaruga 10400 m³/ööpäevas, asub Nõmme kaguosas umbes 60 km² alal. Maardla ei ole ekspluatatsiooniks valmis.

The extension to the water treatment plant was completed in 1978.

During the Second World War part of the waterworks was destroyed. In the post-war period several bored wells of variable specific capacity were made, but most of the water was still taken from Lake Ülemiste. By year 1965 the filtered water system was renovated, its capacity reaching up to 102 000 m³/day. In 1960 the Paunküla artificial lake was established at the Pirita River. The above reservoir was connected with Lake Ülemiste by a channel. Since 1980, the reservoir gets supplementary water from the Jägala River and upper course of the Pärnu River. The water from the upper course of the Jägala River is conducted into the Tallinn water system through the Angerja channel. In 1984 Soodla, Raudoja and Kaunissaare reservoirs were completed. Thus, the drinking water of Tallinn does not come only from the lake, but is collected from an area amounting to almost 1500 km². In the 1990s extensive renovating of the water system was carried out.

In the outskirts of Tallinn (Nõmme, Pirita, Merivälja, Kakumäe, etc.) mostly groundwater is consumed. To assure permanent water supply, two sources would be needed since Lake Ülemiste as the main source is poorly protected from contamination and could be incapacitated for an indeterminate period.

Groundwater in Tallinn

Below are discussed hydrogeological preconditions for consumption of groundwater in Tallinn.

According to the geological setting of the area, in Tallinn groundwater of the Quaternary, Ordovician, Ordovician–Cambrian and Cambrian–Ordovician aquifers can be used. Several water intakes have been established, i.e. single bored wells or well groups. Based on the position of boreholes, the intakes are divided into linear, circular, areal and occasional. In Tallinn generally the bored wells are located occasionally. The groundwater from the Quaternary aquifer in Seevaldi and Ülemiste capture lines is abstracted by linear intakes.

Groundwater in Quaternary deposits (Q) spreads sporadically on the territory of Tallinn. The thickness of water-bearing strata is small, their distribution is rather limited and genesis is variable. The water-bearing strata are only seldom separated by aquitards. Exceptionally, the groundwater in sandur sands and gravels and sand beds between the tills in ancient buried valleys are of practical value. The specific capacity of wells in these deposits is 0.3–30 l/s×m. The mineralization of the groundwater in sandur sands is low (mostly 0.2–0.3 g/l), from the standpoint of water quality high content of iron is unfavourable, which only in few wells meets the requirements established for the drinking water (below 0.2 mg/l), but in more than one third of the wells the content of iron is over 1 mg/l.

On the territory of Tallinn within the Quaternary aquifer system four groundwater deposits have been registered, with proved reserves totally 19 800 m³/day (Table 1).

In ***Seevaldi groundwater deposit*** area the proved reserves amount to 2000 m³/day. The wells are 28–29 m deep. The intake has been completed, it was used until 1999 and the water abstracted was conducted into public water supply. In case the intake is newly taken into use the water can be conducted into the water system immediately after the bored wells are activated and pumped until the water becomes pure. The water could be used for diluting the groundwater of the Cambrian–Vendian aquifer in

Ülemiste kaptaažliin kujutab endast 52 puurkaevust koosnevat põhjaveehaaret, mille veevaru on 6400 m³/ööpäevas. Põhjaveevaru paikneb Ülemiste järve loodekalda liiva-kruusasetetes. Veehaare pikkusega 2800 m ja puurkaevude sügavusega 8–14 m asub AS Tallinna Vesi veepuhastusjaama lähedal. Veehaaret kasutati aastatel 1968–1994. Maksimaalne veevõtt oli 5585 m³/ööpäevas (1975. aastal). Selle maardlapiirkonna arvel võiks lahendada Lasnamäe, Kristiine ja kesklinna piirkonna veevarustuse olukorras, kui Ülemiste järve vett ei saa mingil põhjusel kasutada. Kaptaažliini vesi on suure rauasisalduse tõttu (kuni 1,2 mg/l) liigitatud tehniliseks veeks ning joogiveena kasutamisel vajab rauaeemaldust.

Ordoviitsiumi veekompleks (O) levib Põhja-Eesti klindist lõuna pool (joonis 1). Tallinnas moodustavad selle veekompleksi Kesk-Ordoviitsiumi vanusega lubjakivid, savikad lubjakivid, merglid ja dolokivid. Karbonaatsete kivimite paksus ulatub 5 meetrist klindijärsaku lähedal 20–30 meetrini Männikul. Kui Männiku liivikute ala välja arvata, on veekompleks kaetud üsna õhukese Kvaternaari setete kihiga või avaneb otse maapinnal. Alumiseks veepidemeks on Alam-Ordoviitsiumi vanusega tihedad graptoliitargilliidid, savid, savikad glaukoniitliivakivid ja tihedad lubjakivid. Veepideme paksus on 8–10 m.

Ordoviitsiumi veekompleksi veeandvus oleneb kivimite lõhelisusest ja koostisest ning kõigub väga suurtes piirides. Männikul on registreeritud puurkaevude erideebitiks 5,3 l/s×m kuni 16,0 l/s×m, kuid selle muutuse pindalalist seaduspära ei ole leitud. Klindi jalamil väljub põhjavesi allikatena, millest tuntumad on Varsaallikad Kosel.

Keemiliselt koostiselt on kompleksi vesi HCO_3-Ca-Mg-tüüpi, mineraalainete sisaldusega 0,2–0,7 g/l. Vesi on mage, mõõdukalt kare, pH väärtusega 7,0–8,5. Ebamugavust valmistab mitmete puurkaevude vee suur rauasisaldus (>1 mg/l). Rabadest piiratud Männiku piirkonnale on iseloomulik põhjavee kõrgenenud orgaanikasisaldus (PHT > 5 mgO/l).

Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht (O–Cm) levib peaaegu kogu Tallinnas, välja arvatud mattunud ürgorgudes (joonis 1).

Vettandvateks kivimiteks on Alam-Ordoviitsiumi ning Ülem- ja Alam-Kambriumi vanusega peeneteralised liivakivid ja aleuroliidid kogupaksusega 25–30 m, alumiseks veepidemeks aga Kambriumi ja Vendi savid ning aleuroliidid paksusega 50–60 m. Veekihi vesi on surveline. Intensiivse veetarbimise tagajärjel on Nõmmel ja Tallinna lähiümbruses (Sakus, Sauel ja mujal) moodustunud kohalikud alanduslehtrid. Veekihi veeandvus on võrdlemisi ühtlane – tarbepuurkaevudes on erideebit kuni 0,3 l/s×m ja seaduspärased pindalalised muutused puuduvad.

Vesi on mage, HCO_3-Cl-Ca-Mg-tüüpi, mõõdukalt kare (3–4 mg-ekv/l) ja väikese mineraalainete sisaldusega (keskmiselt 0,3 g/l). Iseloomulik on lämmastikuühendite väike sisaldus. Jällegi on probleemiks raualisand, mis rohkem kui pooltes puurkaevudes ületab joogiveele lubatud sisalduse – 0,2 mg/l.

Põhjavee tarbevaru 4500 m³/ööpäevas on kinnitatud kahele arvutuspiirkonnale: Nõmmele – 3500 m³/ööpäevas ja Lasnamäele – 1000 m³/ööpäevas (tabel 1). Maardlapiirkonnad on töökorras ja kasutuses. ***Nõmme arvutuspiirkonnas***, mis kattub vastava linnaosaga, on puuritud 50 puurkaevu ning põhjaveevaru saab

Kopli in which the content of chlorides is high.

Külmalliku groundwater deposit area is located in Nõmme district and its proved reserves amount to 1000 m³/day. The water of springs is used in swimming pools and making artificial snow. The amount of groundwater consumed is not registered.

Männiku groundwater deposit area is located in southeastern part of Nõmme district and spreads on app. 60 km². Proved reserves are 10 400 m³/day. The deposit is not prepared for exploitation.

Ülemiste capture line is a groundwater intake consisting of 52 bored wells, with proved reserves 6400 m³/day. The groundwater reserves are related to the sandy and gravelly deposits on the northwestern shore of Lake Ülemiste. The capture line is 2800 m long and wells are 8–14 m deep, the intake is located near the water treatment plant of Tallinna Vesi Ltd. The capture line was operated in 1968–1994. Maximum daily abstraction was 5585 m³/day (1975). This groundwater deposit area could be used for supplying water to Lasnamäe, Kristiine and central Tallinn areas if for some reason the water from Lake Ülemiste is not available for some reason. Due to high content of iron (up to 1.2 mg/l) the water is categorised as technical water and iron removal is required for using it as drinking water.

Ordovician aquifer system (O) spreads south of the North Estonian Klint (Figure 1). In Tallinn it occurs in the Middle Ordovician limestones, argillaceous limestones, marlstones and dolostones. Thickness of the carbonate rocks varies from 5 m near the klint escarpment up to 20–30 m in Männiku. Leaving aside the Männiku sandur area, the aquifer is covered with rather thin layer of Quaternary deposits or crops out directly on ground surface. The lower aquitard is represented by Lower Ordovician graptolite argillite, clays, argillaceous glauconite sandstones and limestones. Thickness of the aquifer is 8–10 m.

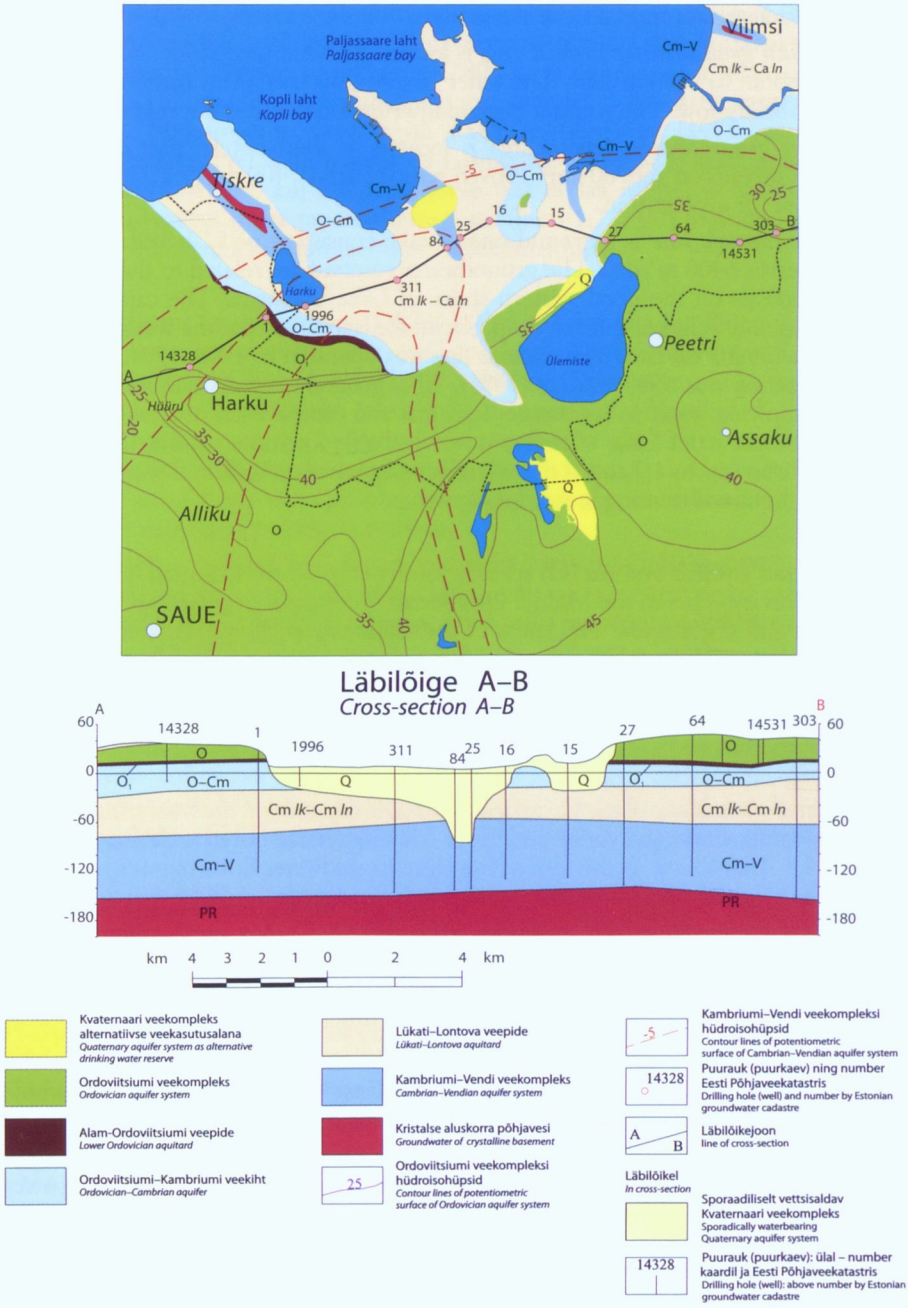
The water-abundance of the Ordovician complex depends on the fracturing of rocks and their composition and varies greatly. In Männiku some bored wells have specific capacity 5.3–16.0 l/s×m. At the foot of the klint groundwater flows out as springs, the most well known are the Varsaallika springs in Kose district.

Chemical composition the groundwater is HCO_3-Ca-Mg, with mineralization 0.2–0.7 g/l. The water is fresh, moderately hard, pH 7.0–8.5. High content of iron in groundwater is unfavourable (>1 mg/l). In Männiku surrounded by mires the content of organic matter is somewhat elevated (PHT > 5 mgO/l).

Ordovician–Cambrian aquifer system (O–Cm) spreads almost on the whole territory of Tallinn, except the ancient buried valleys (Figure 1).

The water-bearing rocks are Lower Ordovician and Upper and Lower Cambrian fine-grained sandstones and siltstone, their total thickness reaching 25–30 m. Lower aquitard is represented by Cambrian and Vendian clays and siltstones 50–60 m in thickness. The groundwater is confined. As a result of intensive consumption in Nõmme district and in nearest environs of Tallinn (Saku, Saue, etc.) local drawdown cones have formed. The water-abundance of the aquifer system is rather uniform, specific capacity of wells is up to 0.3 l/s×m and lateral regularities in its variation have not been identified.

The groundwater is fresh, HCO_3-Cl-Ca-Mg by composition, with low mineralization average 0.3 g/l and moderately hard. Characteristic feature is small content of nitric



Joonis 1. Tallinna hüdrogeoloogiline kaart ja läbilõige.
Figure 1. Hydrogeological map and cross-section of Tallinn.

compounds. Again, in more than half wells the content of iron exceeds the maximum permissible content of drinking water – 0,2 mg/l.

The proved reserves of groundwater have been established for two calculation areas: Nõmme – 3500 m³/day and Lasnamäe – 1000 m³/day (Table 1). Both groundwater deposit areas are in operation. In **Nõmme calculation area** (coincides with the respective district) there are 50 bored wells and the groundwater reserves can be fully consumed. The boreholes are 39–65 m deep, with average capacity 70 m³/day. The groundwater abstracted from the bored wells owned by Tallinna Vesi Ltd is conducted into public water system.

Lasnamäe calculation area is located within the district of the same name. The groundwater reserve is accounted as industrial water, but should be re-assessed to drinking water. The boreholes are 55–105 m deep and their capacity is 1–5 l/s. The existing bored wells assure the average load, 40 m³/day per well and fully consume the calculated reserve. The bored wells occur sporadically, they are owned by industrial enterprises and are not connected to the public water system.

Cambrian–Vendian aquifer system (Cm–V) is the main source of groundwater supply in Tallinn. The aquifer system spreads on most part of the town's territory, except the mouths of ancient buried valleys where the Cambrian and Vendian rocks are missing. The water-bearing rocks are Lower Cambrian and Vendian sandstones and siltstones that overlie the weathering crust of the basement or directly on the crystalline rocks. The aquifer system is overlain by thick layer of blue clay. The natural outflow area is the Gulf of Finland few kilometres from the coastline, which could lead to intrusion of brackish seawater into groundwater.

Thickness of the complex varies quite largely, reaching 100 m in some bored wells. The groundwater is confined, but in the result of extensive consumption its potentiometric level has lowered below sea level and extensive drawdown has formed, with its centre located in the area of town centre and Nõmme district. In the 1980s when the groundwater of this aquifer system was intensively consumed its potentiometric level in Tallinn descended 28 m below sea level, i.e. was up to 30 m below the primary level. Considerable decrease in groundwater consumption in the last decade has resulted in rise of the groundwater table (Figure 2).

Compared to other aquifers in Estonia, the content of iron is smaller and generally does not exceed 1 mg/l. Increased content of NH_4^+ (often over 0.5 mg/l) is characteristic, nevertheless, this does not indicate contamination but is natural peculiarity of the aquifer system.

Recently the too high content of radionuclides in Cambrian–Vendian groundwater has arisen. The regulation of the Minister of social affairs No 82 of 31 July 2001 for the first time established radiological characteristics of drinking water – the expected effective dose from water consumption 0.1 mSv/year. By now it has appeared that the groundwater of most boreholes in the Cambrian–Vendian aquifer system exceeds this maximum permissible concentration, generating the effective dose 0.2–0.4 mSv/year. A possible solution to this problem would be mixing the groundwater of different aquifers, especially in the areas where the groundwater of the Ordovician–Cambrian or other upper aquifers could be used.

By the composition of rocks, their water-abundance and properties of groundwater it is expedient to divide in Tallinn the aquifer system into two, although there is no permanent aquitard separating them and the potentiometric surfaces of both aquifers are similar.

kasutada kogu mahus. Puurkaevude sügavus on 39–65 m, keskmine tootlikkus 70 m³/ööpäevas. AS Tallinna Vesi kuuluvate puurkaevude vesi juhitakse ühisveevärki.

Lasnamäe arvutuspiirkond asub täielikult samanimelises linnaosas. Põhjaveevaru on arvel tootmisveena, kuid vajaks joogiveena ümberhindamist. Puurkaevude sügavus on 55–105 m ja tootlikkus 1–5 l/s. Olemasolevad puurkaevud kindlustavad keskmise koormuse, 40 m³/ööpäevas puurkaevu kohta, ja kasutavad arvutatud varu täielikult. Pindalaliselt hajutatud puurkaevud kuuluvad tööstusettevõtetele ega ole linna veevärgiga ühendatud.

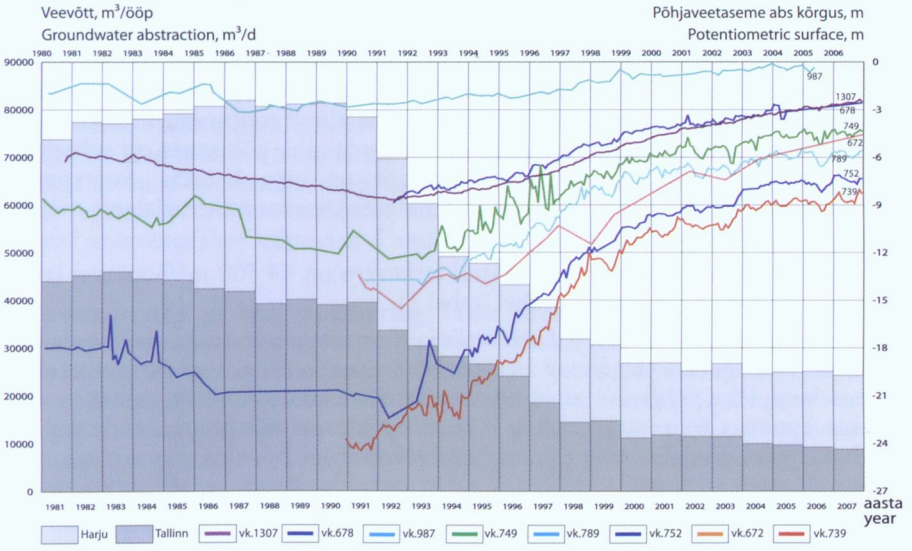
Kambriumi–Vendi veekompleks (Cm–V) on Tallinna peamine põhjaveega varustaja. Veekompleks levib peaaegu kogu Tallinnas välja arvatud mattunud orgude suudmealadel, kus Kambriumi ja Vendi kivimid puuduvad. Veekompleksi moodustavad Alam-Kambriumi ja Vendi ladestu liivakivid ja aleuroliidid, mis lasuvad kas aluskorra murenemiskoorikul või otse kristalsetel kivimitel. Veekompleksi katab tüse sinisavilasund. Kambriumi–Vendi vete looduslikuks väljealaks on Soome laht mõne kilomeetri kaugusel kaldajoonest, mis võib põhjustada merevee sissetungi põhjavette.

Veekompleksi kogupaksus kõigub küllaltki suurtes piirides, ulatudes mõnes puurkaevus 100 meetrini. Vesi on surveline. Põhjavee survetase on suure veetarbimise tagajärjel alanenud alla merepinna, mistõttu on kujunenud ulatuslik alanduslehter keskmega Tallinna kesklinna ja Nõmme piirkonnas. 1980ndatel aastatel, kui seda veekihti intensiivselt ekspluateeriti, langes survetase Tallinnas 28 m allapoole merepinda, mis oli kuni 30 m madalam esialgsest põhjaveetasemest. Veetarbimise oluline vähenemine viimase kümne aasta jooksul on kaasa toonud veetaseme tõusu (joonis 2). Võrreldes Eesti teiste põhjaveekompleksidega on rauasisaldus väiksem ega ületa enamasti 1 mg/l. Iseloomulik on NH_4^+ kõrgenenud sisaldus (tihti üle 0,5 mg/l), mis siiski ei ole reostuse näitaja, vaid selle veekompleksi looduslik iseärasus.

Uudse probleemina on viimastel aastatel üles kerkinud Kambriumi–Vendi veekompleksi põhjavee ülemäära suur radionukliidide sisaldus. Sotsiaalministri 31. juuni 2001. a määrusega nr 82 normeeriti esmakordselt joogivee radioloogilised näitajad, milleks on veetarbimisest tulenev oodatav efektiivdoos – 0,1 mSv/aastas. Käesolevaks ajaks on selgunud, et valdav enamus Kambriumi–Vendi veekompleksi avavatest puurkaevudest annab vett, mille efektiivdoos on kehtestatud piirnormist suurem, jäädes vahemikku 0,2–0,4 mSv/aastas. Üheks lahenduseks võiks olla erinevate veekomplekside vee segamine, eriti seal, kus saab kasutada Ordoviitsiumi–Kambriumi või teiste ülemiste veekihtide vett proportsioonis, mis tagaks nõuetele vastava vee tarbimise.

Kivimite koostise, veeandvuse ja vee omaduste järgi on Tallinna piirkonnas otstarbekas jagada veekompleks kaheks veekihiks, kuigi nende vahel puudub kindel veepide ja ka mõlema veekihi survekõrgused on lähedased. Ülemine ***Voronka veekiht*** ***(V_2vr)*** paikneb Alam-Kambriumi alumise osa liivakivides ja nende all lasuvates Vendi ladestu Voronka kihistu peeneteralistes liivakivides ning aleuroliitides. Alumine ***Gdovi veekiht (V_2gd)*** on seotud Vendi ladestu Gdovi kihistu eriteraliste liivakivide, aleuroliitide ja gravelliitidega.

Voronka veekihti avavate puurkaevude erideebit (0,3–1,0 l/s×m) on oluliselt väiksem Gdovi veekihti avavate puurkaevude omast (1,0–5,0 l/s×m). Alumise veekihi vesi erineb ülemise kihi omast nii veetüübilt kui mineraalainete sisalduse poolest.



Joonis 2. Veevõtt ja põhjavee survetaseme muutused Kambriumi–Vendi veekompleksis Tallinnas ja Harjumaal 1981–2007.a.

Figure 2. Changes in groundwater abstraction and fluctuations of potentiometric surface of monitoring wells at 1981–2007.

The Upper ***Voronka aquifer*** ***(V_2vr)*** mostly spreads in the lower part of the Lower Cambrian sandstones and in the underlying fine-grained sandstones and siltstones of the Voronka Formation.

Lower ***Gdov aquifer*** ***(V_2gd)*** is related to the mixed-grained sand- and siltstones and gravellites of the Gdov Formation, Vendian.

The specific capacity of the wells in Voronka aquifer (0.3–1.0 l/s×m) is much smaller than that of the Gdov aquifer (1.0–5.0 l/s×m). The groundwater of the lower aquifer differs from the upper one both by type and mineralization. In the bored wells that penetrate the entire aquifer system or only its lower part (Gdov aquifer) the content of mineral matter (especially chlorides and sodium) is much higher than in the upper portion of the aquifer system (Voronka aquifer). On Kopli Peninsula and in Viimsi the content of chlorides in the groundwater of bored wells in places exceeds 250 mg/l, the water does not meet the requirements established for drinking water and is categorised as industrial water. The removal or reduction of iron, hydrogen sulphide and ammonium in groundwater is relatively simple, but removal of chlorides and sodium is very expensive. The increased content of chlorides in Gdov aquifer is explained by the influence of minerals in the weathering crust of the crystalline basement.

The proved reserves of the Cambrian–Vendian aquifer system are 44 500 m³/day and are divided into 11 calculation areas (Table 1).

Situation is the tightest in ***Lasnamägi*** and ***Kristiine*** areas, where the groundwater reserves per person are less than 50 l/day. At the same time in ***Pirita*** district there is over 600 l/day of groundwater of the aquifer system under discussion and only small part of the reserves is consumed. The bored wells are 100–200 m deep and are located sporadically.

Puurkaevudes, kus on avatud veekompleks täielikult või ainult selle alumine osa (Gdovi veekiht), on mineraalainete (eriti kloriidide ja naatriumi) sisaldus tunduvalt kõrgem kui kompleksi ülemises osas (Voronka veekiht). Kopli poolsaarel ja Viimsis on puurkaevude vees kohati üle 250 mg/l kloriide, mistõttu see ei vasta joogivee nõuetele ning peetakse sobivaks kasutada ainult tootmisveena. Kui rauа-, väävelvesiniku ja ka ammooniumisisalduse vähendamine põhjavees on suhteliselt lihtne, siis kloriidide ja naatriumi ärastamine on väga kulukas. Suurenenud kloriidide sisaldust seletatakse aluskorra murenemiskooriku mineraalainete mõjuga Gdovi veekihile.

Kambriumi–Vendi põhjavee kinnitatud tarbevaru on 44 500 m³/ööpäevas ja see on jaotatud 11 arvutuspiirkonna vahel (tabel 1).

Kõige pingelisem on olukord ***Lasnamäe*** ja ***Kristiine*** piirkonnas, kus ühe elaniku kohta on põhjaveevaru vähem kui 50 liitrit ööpäevas. Samal ajal on ***Pirita*** linnaosas selle veekompleksi põhjavett inimese kohta üle 600 liitri ööpäevas ja suur osa varust jääb kasutamata. Olenevalt asukohast ja veekihi avatusest võib puurkaevude sügavus olla 100–200 m. Puurkaevud paiknevad süsteemitult.

Mustamäel saab olemasolevate puurkaevudega pumbata 5000 m³/ööpäevas. Puudujääva 4000 m³ saamiseks oleks otstarbekas rajada veehaare Astangule, mis parandaks Mustamäe linnaosa veevarustust ja lahendaks ka Õismäe elamurajooni veeprobleemid.

Kesklinnas on Ülemiste kaptaažliin konserveeritud, pumbad demonteeritud ja osa maad müüdud, sealjuures pole arvestatud, et kriisiolukorras võib tekkida vajadus sealse põhjaveevaru kasutamise järele. Teistes Tallinna piirkondades kindlustavad olemasolevad veehaarded Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekompleksi uuritud tarbevaru kasutamise.

Aluskorra murenemiskooriku ja lõhelise vööndi põhjavesi levib Tallinna piires kõikjal. Vettandvaks on gneisside, graniitide, amfiboliitide ja teiste aluskorra kivimite lõhed. Aluskorra ülemise osa moodustab murenemiskoorik, mille paksus on muutlik. Kuigi murenemiskooriku ülaosa koosneb kohati savikatest kivimitest, ei moodusta see veepidet ning aluskorra ja Kambriumi–Vendi veekompleksi vahel on tihe hüdrauliline side. Kõige suurem on aluskorra ülemise murenenud ja lõhelise osa veeandvus, mis sügavuse suurenedes võib kahaneda nullini.

Aluskorra veekompleksil puudub linna veevarustuses praktiline tähtsus, kuid sellele tuleb tähelepanu pöörata vee kõrge mineraalainete sisalduse tõttu. Aktiivse veetarbimise piirkonnas võib aluskorra vesi tungida Kambriumi–Vendi veekompleksi (Kopli, Viimsi), põhjustades selle mineraalsuse, eeskätt kloriidide sisalduse tõusu.

Põhjavee toitumine ja režiim

Sõltuvalt sademete hulgast ja põhjaveekihtide lasuvustingimustest on põhjavee toitumine küllaltki erinev. Maapinnalähedaste Kvaternaari ja Ordoviitsiumi veekompleksi toitumispiirkond langeb kokku nende levikualaga. Aastases veetaseme kõikumises võib täheldada kaht hästi väljendunud maksimumi, mis on seotud lume sulamisega märtsis–aprillis ja sügiseste vihmadega oktoobris–novembris. Pärast lühiajalist maksimumi algab aeglane veetaseme langus, mis suvistel vihmaperioodidel võib vahelduda mõningase tõusuga. Põhjavee miinimumtase on tavaliselt suve lõpus

In ***Mustamäe*** district the existing boreholes allow extraction 5000 m³/day. To abstract the additionally required part 4000 m³, water intake should be established in Astangu – this would improve the water supply in Mustamäe district and would solve also the water supply problems of Õismäe district.

In ***central Tallinn*** the Ülemiste capture line is conserved, pumps disassembled and part of the land sold, not considering that in a case of possible emergency there might emerge the need to consume the groundwater reserve of the area under discussion. In other regions of Tallinn the existing water intakes guarantee the consumption of the proved reserves of the Ordovician–Cambrian and Cambrian–Vendian aquifer systems.

Groundwater in the weathering crust and fissured zone of crystalline basement spreads on the entire territory of Tallinn. The groundwater flows in the fissures of gneisses, amphibolites and other rocks forming the basement. The upper part of the crystalline basement is represented by its weathering crust of variable thickness. Although in its topmost portion in places clayey rocks occur, it does not form a permanent aquitard and the Cambrian–Vendian aquifer system is hydraulically closely connected to the groundwater in the crystalline rocks. The water abundance is biggest in the topmost part, while deeper it may decrease to zero. The role of the aquifer in the public water system is insignificant, but it need attention due to its high mineralization. In the regions of intensive water consumption the groundwater related to the basement may intrude into the Cambrian–Vendian aquifer system and cause increase in the mineralization, first of all content of chlorides.

Groundwater recharge and regime

Depending on the amount of precipitation and bedding conditions of aquifers their recharge may vary considerably. The recharge areas of the Quaternary and Ordovician aquifers generally coincides with their distribution. In annual fluctuation of their levels two clearly expressed maximums can be observed related to snowmelt in March–April and autumn rains in October–November. After a shot-term maximum the groundwater level begins to slowly lower (during rainy periods in summer these may alternate with certain lowering). Commonly the minimum levels occur at the end of summer and in winter-spring before snowmelt. The amplitude of annual fluctuation seldom exceeds 0.5–1.5 m.

The Ordovician–Cambrian and Cambrian–Vendian aquifers that lie deeper recharge from the groundwater of upper aquifers through the fault zones, vertical fissures and buried valleys. Groundwater discharge is to the Gulf of Finland and buried valleys. The seasonal fluctuations are small, natural fluctuation amplitude is 0.5–1.2 m, changes in water table depend on the intensity of water consumption.

Due to the intensive consumption of groundwater of the Cambrian–Vendian aquifer significant changes have taken place in its potentiometric surface as well as in chemical composition. In recent years the centre of the drawdown has shifted to Nõmme and Männiku, and therefore the danger of seawater intrusion into the aquifer system has decreased. Considerable part of the groundwater reserves of the Cambrian–Vendian aquifer system have formed from the meltwater of the glaciers of the last glaciation, but the aquifer system also recharges via the buried valleys on the territory of Tallinn.

To guarantee steady supplying of groundwater in Tallinn two sources of water supply are required. Groundwater is relatively well protected against surficial contamination

ja kevadtalvel enne lume sulamist. Veetaseme aastane kõikumisamplituud ületab harva 0,5–1,5 m.

Sügavamal lasuv Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekiht toitub ülemistest veekihtidest rikkevööndite, vertikaalsete lõhede ja mattunud orgude kaudu. Vee väljavool toimub Soome lahte ja mattunud orgudesse. Veetase allub sesoonsetele muutustele vähe või siis teatud hilinemisega. Veetaseme loodusliku kõikumise amplituud on 0,5–1,2 meetrit, rohkem sõltub veetaseme muutus veetarbimisest.

Kambriumi–Vendi veekompleksi intensiivse kasutamise tõttu on leidnud aset olulised muutused nii põhjavee piesomeetrilises tasemes kui keemilises koostises. Viimastel aastatel on survepinna alanduslehtri kese nihkunud Nõmmele ja Männikule, mistõttu on vähenenud ka merevee sissetungi oht veekompleksi. Kuigi suur osa Kambriumi–Vendi põhjaveevarust on kujunenud viimase jääaja liustikuvee arvel, toitub veekompleks ka Tallinnas paiknevate mattunud orgude kaudu.

Tallinna stabiilne veega varustamine on võimalik ainult kahe veevarustusallika olemasolul. Põhjavesi sõltub pindmisest reostusest vähe ja on seetõttu alternatiiviks Ülemiste järve pinnaveele võimalikes eriolukordades. Uuritud põhjavee tarbevaru Tallinnas on 68 800 m³/ööpäevas. Seega tuleb ühe elaniku kohta ligikaudu 170 liitrit põhjavett ööpäevas, mis põhimõtteliselt kindlustaks kogu linna veevajaduse. Osa veehaardeid on aga välja ehitamata või konserveeritud ja seetõttu on ekspluatatsiooniks ettevalmistatud tegelik tarbevaru väiksem. Veelgi tagasihoidlikum on tegelik veevõtt (tabel 1).

Kasulikku lugemisvara

Perens, R., Savva, V., Polikarpus, M., Parm, T. 2003. Tallinna (6334) ja Rohuneeme (7312) kaardilehtede hüdrogeoloogilised ja põhjavee kaitstuse kaardid mõõtkavas 1:50 000 (käsikirjaline aruanne).

Perens, R. (toim) 2005. Põhjavee seisund 1999.–2003. aastal. Tallinn, EGK, 100 lk.

Perens, R. & Savva, V. 2008. Keskkonnaregistri põhjaveehaarete nimistu koostamine (käsikirjaline aruanne).

Savitskaja, L. & Savva, V. 1999. Tallinna põhjavee kaitstuse kaardid. Mõõtkava 1:20 000 (käsikirjaline aruanne).

Savitski, L., Savva, V., Schmied, A. 2006. Tallinna puurkaevude säilitamise vajaduse hindamine alternatiivse veevarustussüsteemi tagamiseks (käsikirjaline aruanne).

Sepp, E. 2002. Tallinna vesi eile, täna, homme. Rebellis AS, Tallinn, 244 lk.

Tallinna veevarustuse ja kanalisatsiooni minevik ja tänapäev. 1992. Tallinn, Valgus, 238 lk.

Tamm, J. 1999. Harju maakonna Ordoviitsiumi–Kambriumi ja Kambriumi–Vendi veekomplekside tarbevaru määramine ja olemasolevate varude ümberhindamine kuni aastani 2030 (käsikirjaline aruanne).

and is therefore an alternative to the surface water from Lake Ülemiste in possible cases of emergency. The approved groundwater proved reserves in Tallinn are 68 800 m³/day, i.e. app. 170 l/day per inhabitant. This means that in principle groundwater could cover the need for water in Tallinn. However, the facilities of some intakes have not been completed yet and others have been conserved and therefore the actual proven reserves prepared for consumption is smaller. Real abstraction of groundwater is even smaller (Table 1).

Tabel 1 ***Table 1***

Põhjavee kinnitatud tarbevaru ja veevõtt veehaaretest ning põhjaveekogumitest
Approved groundwater proved reserves and groundwater abstraction

Veehaarde või kinnitatud varu piirkonna nimetus **Intake or name of calculation area**	**Põhjavee kinnitatud tarbevaru, m³ ööpäevas (seisuga 31.12.2009)** **Proved reserves (31.12.2009)**	**Veevõtt, m³ ööpäevas** **Abstraction, m³ per day**		**Kasutamises olev vaba põhjaveekogus** **Free groundwater reserves**
		2007. a	**2008. a**	
Kvaternaari veekompleks / Groundwater in Quaternary deposits				
Külmalliku	1000	0	0	1000
Männiku	10 400	0	0	10 400
Seevaldi	2000	0	0	2000
Ülemiste kaptaažliin	6400	0	0	6400
Kokku / Total	19 800	0	0	19 800
Ordoviitsiumi–Kambriumi veekiht / Ordovician–Cambrian aquifer				
Lasnamäe	1000	256	250	750
Nõmme	3500	1513	1251	2249
Kokku / Total	4500	1769	1501	2999
Kambriumi–Vendi veekompleks / Cambrian–Vendian aquifer system				
Järve	3000	501	421	2579
Kesklinn	3700	346	78	3622
Kopli 1	2800	412	313	2487
Kopli 2	1600	5	2	1598
Lasnamäe	1200	102	113	1087
Mere	1500	111	101	1399
Mustamäe	9000	499	20	8980
Nõmme	11 000	4219	4515	6485
Pirita	3300	656	664	2636
Pirita 1	4400	995	875	3525
Rocca al Mare	3000	837	754	2246
Kokku / Total	44 500	8683	7856	36 644
Põhjavee tarbevaru ja veevõtt kokku *Total groundwater proved reserves and abstraction*	68 800	10 452	9357	59 443

Tallinna aluspõhi

Enn Pirrus

Eesti Vabariigi pealinn Tallinn asub Soome lahte lõuna poolt ääristava Põhja-Eesti paekalda loodeserval. See suurejooneline geoloogiline moodustis, mis annab oma näo kogu Eesti põhjarannikule, on ka Tallinna kui iidse linna tekkimise peapõhjus. Just püstisest paeseinast pisut eemal seisev ja võimsast rannaastangust orgudega eraldatud jäänukvorm, mida tänapäeval tunneme Toompeana, tekitas siia järsunõlvalise, lihtviisil juurdepääsmatu künkalaadse kõrgendiku, millele oli soodne rajada püsivat kaitseehitist. Suurepärane vaade kaugele merele nagu ka mandripoolsetele poolmetsastunud liivikutele ja kidura taimkattega paelavale võimaldas siit hästi jälgida ka ümbruses toimuvat. Vähe sellest, paeküngast kahest küljest piiravad orundid nende põhjas voolavate jõgede-ojadega (Mustjõe, Härjapea) lõid maastikule teisigi soodsaid võimalusi – nii kaitseks, transpordiks, kaubanduseks kui ka muude linnale vajalike abiteenuste osutamiseks (põllundus, karjamaad, küüdimehed, hilisemad kaitserajatised: vallikraavid, bastionid jt). On olemas isegi versioon, et Tallinna nimi pärineb siinse maastiku eripärast: linn = kindlus, org selle ümber = Tal, Thal. Konkureeriva tuletise (Tallinn = Taani linn) kõrval väärib seegi oletus tähelepanu. Nii või teisiti, Tallinna kui linna saamisloo juures mängis märkimisväärset osa siinse piirkonna geoloogiline eripära.

Nagu teame, tuleb teisel pool merd Soome lahe põhjakaldal maapinnale tugevatest graniitsetest kivimitest kaljupinnas. Tallinna suunas laskub selle ürgse, üle miljardi aasta vanuse kivimikompeksi pind pikkamisi mere alla ja jõuab Tallinna kohal 110–130 m sügavuseni kaasaegsest meretasemest. Siin on ta kaetud juba pehmemate settekivimitega – alul üsna pudedate Vendi (Ediacara) ajastu liivakividega (30–40 m paksuses) ja sellel lasuva Kambriumi ajastu 60 m paksuse savilasundiga (**Lontova ja Lükati kihistu**). See nn sinisavi (joonis 1) on Tallinna madalamas osas üsna tuntud. Kopli poolsaarel on mitmeid tänaseks vee või ehitusprahiga täitunud süvendeid, kust kunagi ammutati savi linna ehitiste tarbeks (tellised, katusekivid). Kunagisi savivõtukohti leidub Maleva tänaval ja poolsaare tipuosa ettevõtete territooriumil. Aeg-ajalt võib selle savilasundi ülaosa näha paljandumas ka mererannal või jõeorgudes (Kakumäel, Pirita-Kosel), mõnikord ka ajutistes ehitussüvendites või sadamaehitustel (Maarjamäel, Viimsis, Muugal). Kuid oma pehmevõitu olemuse tõttu kattuvad savipaljandid kiiresti pinnakatte, taimestiku või hilisemate pealekannetega, tasanduvad ning muutuvad linnaolustikus vaatlemiseks peagi kättesaamatuks.

Geoloogiliselt jaguneb Tallinna alune savikehand mitmeks allüksuseks: kaheks kihistuks ja neljaks kihistikuks. Detailidesse süvenemata märkigem vaid kõvemate liivakivi vahekihtide olemasolu lasundi ülaosas, millele toetuvad sageli ka linna ehitiste vundamendid. Kambriumi sinisavi kujunes kunagises Ida-Euroopa lavamaad katnud hiiglasliku mere põhjas üle 500 miljoni aasta tagasi, seega ajal, mil maismaal puudus veel igasugune elustik ning merepõhjaski elutsesid vaid esimesed primitiivsed ussilaadsed loomariigi esindajad. Nende väliskoorikute tükikesi võib leida ka sinisavist.

See tüse savilasund on nii Tallinnale kui ka Eestile tervikuna väga tähtis siinsete põhjaveevarude kaitsel. Vettpidava kihina hoiab Kambriumi savi pinnareostuse eest meie parimat põhjavett, mis asub savialustes liivakihtides Vendi–Kambriumi

Bedrock of Tallinn

Enn Pirrus

Tallinn, the capital of the Republic of Estonia is situated at the northwestern edge of the North Estonian Klint which rims the southern coast of the Gulf of Finland. The klint is a grandiose nature monument which enlivens the whole North Estonian coast and is also the main reason why in ancient times Tallinn was formed namely in this location. Toompea, a steep-sloped residual klint island which is located somewhat away from the mighty limestone wall and separated from the latter by valleys was a perfect place for a permanent stronghold. Magnificent view on sea as well as landward semiforested sandy plains enabled to watch the neighbourhood. Besides, the valleys surrounding the limestone hill from two sides with the Mustjõe and Härjapea Rivers running in them created another favourable possibilities in these landscapes – for defence, transportation, trading, as well as other activities necessary for a town, e.g. agriculture, pastures, carriers, later fortifications (moats, bastions, etc.).

An assumption how Tallinn got its name is that the name originates from the peculiarity of the landscape: town = fortress, valley around it = Tal, Thal. The rivalling version says that the name was derived from Tallinn = Taani linn (Town of Danes). Anyway, the geological features played an important role in the origin of Tallinn, therefore we will discuss the geological setting in more detail.

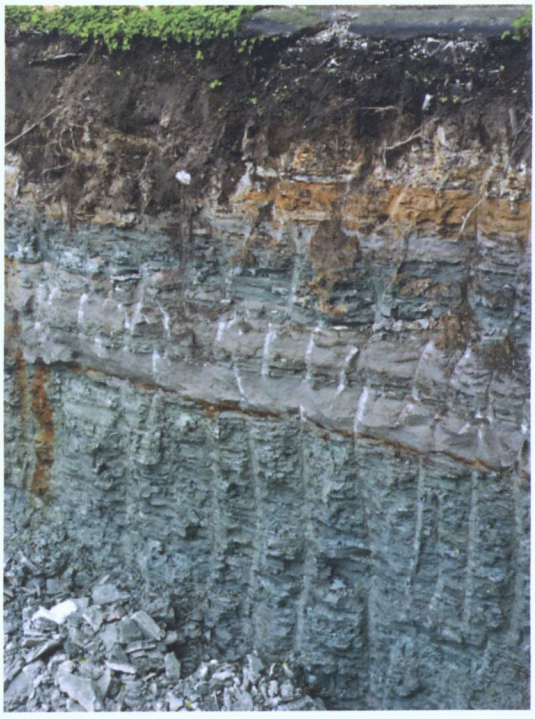
As we know, granitic rocks crop out on the northern coast of the Gulf of Finland. Southwards this ancient rock complex over billion years in age submerges and in Tallinn region lies already at a depth of 110–130 m below sea level (b.s.l.). The crystalline basement is overlain by much softer sedimentary rocks – first by rather friable Vendian (Ediacaran) sandstones (30–40 m) and Cambrian clay complex (**Lontova and Lükati Formations**). The latter are known as the blue clay (Figure 1) and are rather well known in the lower part of Tallinn. On Kopli Peninsula there are several abandoned pits from which in previous times clay for construction purposes (bricks, tiles) was taken. Such pits can be found around Maleva Street and on the territories of enterprises in the northern part of Kopli Peninsula. In places the top part of the blue clay crops out also on the seashore or in river banks (e.g. in Pirta-Kose, Kakumäe), sometimes also temporarily in foundation pits or at harbour construction (Maarjamäe, Viimsi, Muuga). Due to the softness these exposures are rather quickly covered by softer sediments or vegetation and become inaccessible for observation. Geologically the blue clay is divided into two formations and four members. In its upper part occur somewhat stronger interbeds of sandstone, on which support the foundations of many buildings in town. The Cambrian blue clay formed over 500 million years ago on the bottom of the extensive sea which at that time covered the East European Platform. In these ancient times there was no life on land and the marine biota was represented by first primitive worm-like animals. The fragments of their cortex can be found also in the blue clay.

The thick clay complex is very important for Tallinn and whole Estonia as the layer protecting the groundwater resources. The Cambrian clay serves as an aquifuge sheltering the groundwater of the Vendian–Cambrian aquifer from contamination. Besides, due to the blue clay the Vendian–Cambrian groundwater

veekompleksi näol. Veelgi enam, ta hoiab selle veevaru survelisena, st vesi tõuseb savi läbivates puuraukudes tugevasti ülespoole, otse tarbijale vastu. See teeb savialuse põhjavee väga hinnaliseks veevarustuses, tagab joogiveele hea kvaliteedi ning suured varud. Sel põhjusel kasutatakse selle taseme vett suuremas osas Põhja-Eestis. Tõsi küll, viimaste aastakümnete jooksul on rohke tarbimine vee survetaset pikkamisi langetanud ja nõudnud teatud veekaitseliste meetmete rakendamist, kuid savilasundi kaitsev toime on ikka säilinud.

Kõnealuse savilasundi peal paikneb ligemale 20 m paksune heleda peeneteralise liivakivi kiht – **Tiskre kihistu**. Suhteliselt pudeda kivimina on see linna piires üsna katkendlikult säilinud ja enamasti pudenenud pinnakatte koostisesse. Näha võib selle lasundi alumist osa üksnes Kakumäe poolsaare rannajärsakutes, üksikutes kohtades Pirita orus, Viimsi Lubjamäel ja ehk mujalgi. Aeg-ajalt avaneb see liivakivi ka Tallinna vundamendisüvendites ning kommunikatsioonikaevetes, mistõttu kivim on küllalt tuttav ehitajatele. Keskajal on seda valget liivaollust püütud kasutada klaasi valmistamiseks, kuid kõrge rauasisalduse tõttu üsna edutult. Paremini on see osa Tallinna geoloogilisest läbilõikest vaadeldav juba linnast eemal – Rannamõisa, Suurupi ja Türisalu kõrgetel rannajärsakutel. Selle liivakivikihiga iidne Kambriumi ajastu läbilõige Tallinnas ka lõpeb.

Kirjeldatud liivakivi laineliseks kulutatud pealispinnale settis juba uue, Ordoviitsiumi aegse mere kivimite kompleks. Selle mere pealetungi eel valitses Eestimaal mõne miljoni aasta kestel maismaa, kust osa varasemaid kihte koguni ära kanti. Nii puuduvad Tallinna lähikonnas Kesk- ja Ülem-Kambriumi kivimid või on need siin vaid üksikute, mõnikord koguni problemaatiliste laikudena. Ordoviitsiumi mere setendite alumine osa moodustab aga juba väljapeetud kihi – **Kallavere kihistu**. See koosneb eriteralistest võrdlemisi pudedatest liivakividest, milles leidub rohkesti sellal elutsenud mereloomade – käsijalgsete – karpjate kodade purustatud tükke või peent karbiliiva. Kohati koondub neid karbiosiseid suurtes kogustes ja nad tekitavad liivakivis hästi eristuvaid tumedamaid läätsi. See ongi kuulus Eestimaa fosforiit – koosneb ju karbiaine peaaegu puhtast fosfaatainest fluorapatiidist (35–40% P_2O_5). Paraku on karbipuru hulk liivakivis väga muutlik ja annab tootmis-



Joonis 1. Kambriumi savi ajutine paljand.
Figure 1. Temporary outcrop in Cambrian clay.
Photo: H. Bauert.

is artesian, i.e. in the drillholes penetrating the clay complex the groundwater rises above the surface of the water-bearing sandstones and is thus better accessible for consumption. Therefore the Vendian–Cambrian groundwater is valuable for water supply, its quality is good and reserves are large and to a certain extent renewable in time. Considering the above-said, the above groundwater is used for public water supply in most part of northern Estonia. However, in recent years due to extensive consumption the piezometric level of Vendian–Cambrian aquifer has gradually lowered and therefore protection measures have been applied; nevertheless, the complex of blue clay still shelters the groundwater.

The above clay complex is overlain by almost 20 m thick layer of light-coloured fine sandstone – the **Tiskre Formation**. This sandstone is rather friable and has preserved rather fragmentarily on the territory of Tallinn and has mostly decomposed into sand. The lower part of the formation can be seen only in the coastal scarp of the Kakumäe Peninsula, in few places in Pirita River Valley, on Lubjamägi Hill in Viimsi, and possibly in few other places. From time to time the sandstone of the Tiskre Formation can be seen also in foundation pits and trenches, i.e. it is rather familiar to constructors. In Middle Ages local people tried to use it as local raw material for making glass, but due to high iron content these attempts failed. The Tiskre sandstone is much better observable outside the town – in the cliffs of Rannamõisa, Suurupi and Türisalu. This formation also completes the Cambrian sequence in Tallinn area.

Ordovician rocks deposited on the undulating surface of the Tiskre sandstone. Prior to the Ordovician marine transgression, during few million years the present-day territory of Estonia was terrestrial area where erosion occurred. Thus, on the territory of Tallinn and in its nearest environs Middle and Upper Cambrian rocks are either missing or are represented by just few, sometimes even problematic patches. Lower part of the Ordovician rocks forms, however, rather consistent bed – the **Kallavere Formation**, which is represented by quite pure friable sandstones containing abundant fragments of brachiopod shells. In places these shell fragments are concentrated and form well distinguishable dark lenses within the sandstone. This is the famous Estonian phosphorite – the shells of brachiopods consist of almost pure phosphatic matter fluorapatite (35–40% P_2O_5). Regrettably the share of shell fragments in sandstone varies greatly and the accumulations of commercial value occur only accidentally, in the environs of Tallinn these are known only around Iru. The sandstone under discussion itself is very friable and therefore does not form abrupt scarps. In Tallinn it can be seen only in Hundikuristik Valley near the Song Festival Grounds and in an abandoned adit by the side of Iru Linnamägi Hill. Similarly to the Tiskre Formation, the Kallavere Formation, too, is temporarily exposed in foundation pits on the territory of Tallinn, e.g. in the pit of the National Library in Hariduse Street in Tõnismägi, in the trench of Laagna Road (bordering with Tartu Road), and on Vaksali Street at the foot of Toompea Hill.

The Kallavere Formation is overlain by another interesting rock in geological sequence of Estonia – brownish shaly argillite, earlier name known as Dictyonema shale. The argillite contains more uranium than usual, makes the radiometer register tick faster than usual, and is source for radon – the harmful gas accumulating in poorly ventilated basements. For mining engineers this rock (presently named graptolite argillite) forming the **Türisalu Formation** causes

väärseid kuhjeid vaid kohati, Tallinna lähikonnas on neid teada vaid Iru ja Maardu ümbruses. Kõnealune liivakivi ise on väga pude ja seetõttu vaadeldavaid järsakseinu looduses ei moodusta. Seda 1–3 m paksust kihindit võib linna alal näha vaid Lauluväljaku lähedal Hundikuristikus ja vanas stolliõõnsuses Iru linnamäe naabruses. Ette võib tulla ka ajutisi avanemisi linna ehitussüvendites. Nii on saanud kihti vaadelda Tõnismäel Hariduse tänava ja Rahvusraamatukogu vundamendikaevetes, Laagna teesüvendi Tartu maantee poolses otsas, nn Koorti kitse kohal Vaksali tänaval Toompea jalamil.

Fosforiiti sisaldavat liivakivi katab Tallinnas teine huvitav moodustis siinses aluspõhjas – pruunikas kiltjalt lagunev savikivim. Kivimi varemkasutatud nimetus – diktüoneemakilt – erutab tänaseni paljusid. Sisaldab ju see kivim tavapärasest rohkem uraani, paneb kiiresti tiksuma kiirgusemõõtja loendi, põhjustab suletud hoonesüvenditesse kahjuliku radoongaasi kogunemist. Mäeinsenerile tekitab see **Türisalu kihistut** moodustav kivim, uuema nimetusega graptoliitargilliit või kiltsavi, muudki peamurdmist – eemaldamisel fosforiidilasundi katendist, ja eriti kivimi kobestamisel, kipub see iseeneslikult süttima, pinnast kõrvetama ja õhku rikkuma. Ka pääseb siis temas liikuma vesi ning selles peale uraani veel mõned teisedki raskemetallid. Nii saastub põhjavesi ebasoovitavaga ja halveneb lähikonna joogivesi. Kiltsavi kujutab endast meie teist põlevkivi – põleva orgaanika hulk selles on 12–17 %. Kütuseks seda siiski kasutada ei saa, sest järelejääva tuha kogus (83–88 %) kolletes oleks liiga suur, pealegi aktiviseeruksid põletamisel kõik kahjulikud lisandid. Niiviisi peaks see omapärane maapõueilming rahulikult ja puutumatuna maapõues edasi lebama, tema olemasoluga peame aga ikka arvestama.

Kiltsavi paksus Tallinna alal on üsna muutlik, püsides siiski harilikult 2–3 m piires. Kergesti kildastuvana ei püsi ta looduslikel järsakutel nähtavana, vaid moodustab nende jalamil rusukalde. Siin-seal Kadriorus, Hundikuristikus, Lauluväljaku taga Suhkrumäel, Toompea nõlvadel võib kivimi tükke siiski kohata. Paekaldast lõuna pool sukeldub ta sügavale astangu sisse.

Kiltsavist kõrgemal lasub veel teisigi huvitavaid kivimeid. Laiguti lebab kildal **Varangu lademe** õhukese (0,2–0,4 m) helehalli savi kiht, sellel omakorda aga merepõhja rohelist mineraali – glaukoniiti – sisaldavate kivimite kuni 2 m paksune lasund. Geoloogidele on glaukoniidirikas läbilõikeosa käsitatav **Hunnebergi ja Billingeni lademena**. Võõrapärased nimetused pärinevad Kesk-Rootsist, kus need lademed on kõige ilmekamad ja hästi uuritud. Vaatamata oma 480 miljoni aastasele vanusele on glaukoniidirikkad kihid fosforiitliivakivist ja kiltsavist veelgi pudedamad ja ei püsi paljandiseinas kusagil kaua nähtavana, vaid moodustavad kiiresti variseva ja taimestikuga kattuva järsakuosa. Seda näeme ka Lasnamäele suunduva Laagna teesüvendi alguses, otse Gonsiori tänava liitumiskoha lähedal, kus tugeva paelasundi all on need kivimid kaetud varingut tõkestava betoonist kaldpinnaga. Niisiis Tallinna piirides seda osa siinsest huvitavast läbilõikest looduslikus olekus kusagil näha ei ole. See pudedate kivimite kompleks oli lühiajaliselt suurepäraselt avatud paekalda jalamile rajatud Kumu kunstimuuseumi ehitussüvendis, kus seda paljud lausa ekskursioonidena vaatamas käisid.

Pudedatest kivimitest kõrgemal lasuvad juba tugevad hallitoonilised lubjakivid. Need annavad Tallinna linnale iseloomuliku ja paljudele tuttava üldilme. Lubjakivi võib kilomeetrite pikkuses jälgida Lasnamäe ehituskaevetes ja muidugi Laagna teel. Sellest lubjakivist on püstitatud valdav osa keskaegsest vanalinnast, sest lähedastest kivimurdudest oli ju see ehituskivi hõlpsasti hangitav. Mitme ehitise

even more problems – when removed from the overburden of a phosphorite deposit and especially when loosened, self-ignition is a common problem. In addition to burning of soil and air contamination under these conditions water can penetrate through the argillite and wash the uranium and some other metals out of the argillite, thus contaminating groundwater. In principle, the graptolite argillite is also a combustible rock – its content of organic matter is 12–17%. However, it cannot be used as fuel because the ash content would be too high – 83–88% and burning would activate all harmful accessory minerals.

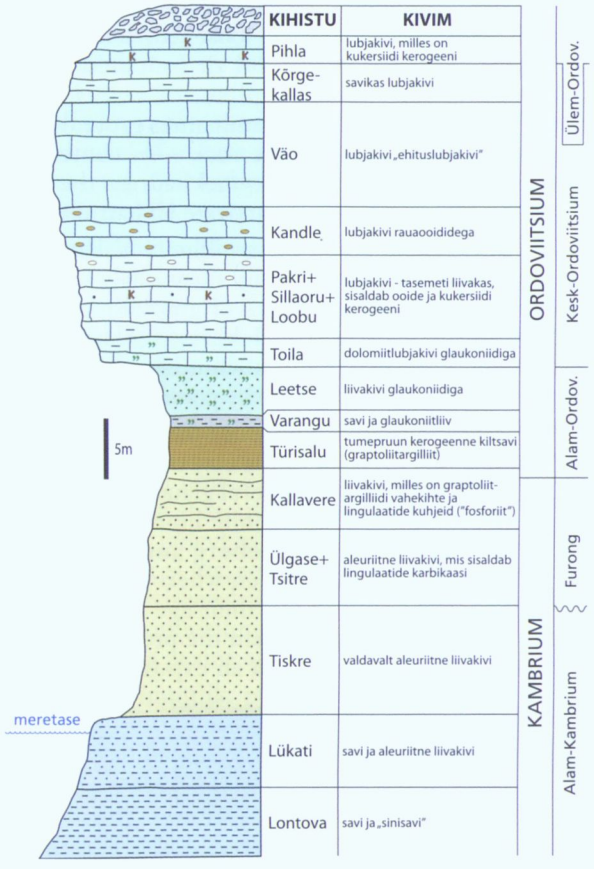
The thickness of graptolite argillite in Tallinn region is variable, mostly 2–3 m. In natural steep slopes it easily turns shaly and mostly forms talus slope at the foot of such precipices. Pieces of graptolite argillite can be met here and there in Kadriorg, Hundikuristik, Suhkrumägi Hill behind the Song Festival Grounds and on the slopes of Toompea Klint Island. South of the limestone escarpment its surface lowers and is overlain by younger rocks.

Above the graptolite argillite lie other interesting rocks. Sporadically it is overlain by thin (0.2–0.4 m) layer of the clay of the **Varangu Stage**, and this in turn by up to 2 m thick bed of green mineral glauconite. Upwards the rock includes also limy material and we call it glauconite limestone. Geologists have named these parts of the sequence as the **Hunneberg and Billingen Stages**. These foreign names originate from Central Sweden where the above stages are most expressive and well investigated. In spite of their age of 480 million years, the glauconite-rich beds are even more friable than the previously described phosphorite sandstone and graptolite argillite and in an exposure they do not preserve for a long time

Joonis 2. Ordoviitsiumi kivimid Kumu ehitussüvendis.
Figure 2. Ordovician rocks in the foundation pit of the Kumu Art Museum. Photo: G. Baranov.

krohvimata seintes, eriti aga vanades linnamüürides võib kohata peaaegu kõiki lähedase paemassiivi kivimierimeid ja nende detailegi. Nii paeluvad vaataja pilku kindlasti esindusliku Kaarli kiriku seintes veidi kollakaks tõmbunud üksikkivid, mis osutavad selle päritolule just paemassiivi enam dolomiidistunud läätsjatest vahetasemetest.

Kuid tugevatest lubjakividest paene aluspõhi ei kajastu üksnes Tallinna ehitistes. Neist kivimeist koosnev püstine paesein kujundas võimsa järsakvormi, mis jätkub Tallinnast piki põhjarannikut ida poole üle kogu Eesti, jagades siinse maastiku kaheks iseseisvaks üksuseks – järsakuesiseks madalikuks ja lõuna pool kõrguvaks paelavaks. Iidsele Tallinnale tähendas see jaotumist Toompeal paiknevaks üla-linnaks ja seda ümbritsevaks madalamal asuvaks all-linnaks. Linna hilisem laienemine naaberaladele tasandas küll seda maastikuerisust, kuid jagunemine eriilmelisteks linnaosadeks on selgesti tajutav tänaseni. Kõrgel paiknev Lasnamäe elamurajoon erineb ju tugevasti Kesklinna, Haabersti ja Mustamäe linnaosadest, mille aluspinnaks on aluspõhja pehmemate ja pudedamate kivimite avamus ja mereprotsessidest tasandatud alamik. Eraldi torkab silma veel Nõmme linnaosa, mis paikneb küll kõrgel Mustamäe nõlva tagusel paelaval, kuid juba tingimustes, kus nii paejärsaku serv kui ka lubjakiviplatoo pealispind on mattunud hilisjääaegse tüseda liivalasundi alla.



Joonis 3. Põhimõtteline läbilõige Tallinna aluspõhjast. Põhja-Eesti klindi koondläbilõige H. Bauerti järgi.

Niisiis on Tallinna struktuuris selgesti tajutav sõltuvus maapõue moodustavate aluspõhjakivimite geoloogilisest iseloomust. Kuid tagasi katva paekivilasundi – Tallinna ümbruse uhkuse ja siin hästi vaadeldava aluspõhjakivimi juurde. Soojas Ordoviitsiumi aegses madalmeres settinud lubisetete lasund torkab silma oma selgesti väljendunud rõhtkihilisusega: puhtamad lubjakivierimid vahelduvad siin savirikkamate vahekihtidega. Mööda neid kihtidevahelisi pindasid laguneb kogu massiiv üsna kergesti tasapindseteks plaatideks, mida oli ehitiste tarbeks ka

– they crumble and decay and are relatively fast overgrown with plants. Similar situation occurs in the beginning of the trench of the Laagna Road heading towards the Lasnamägi district: in the basal part of strong limestone sequence these rocks are covered by an inclined concrete plate avoiding the failure of rock wall. Thus, this part of the geological sequence is not visible anywhere within Tallinn. Exceptionally, for a short time this complex of friable rocks was extremely well observable in the construction pit of the Kumu Art Museum at the foot of the North Estonian Klint.

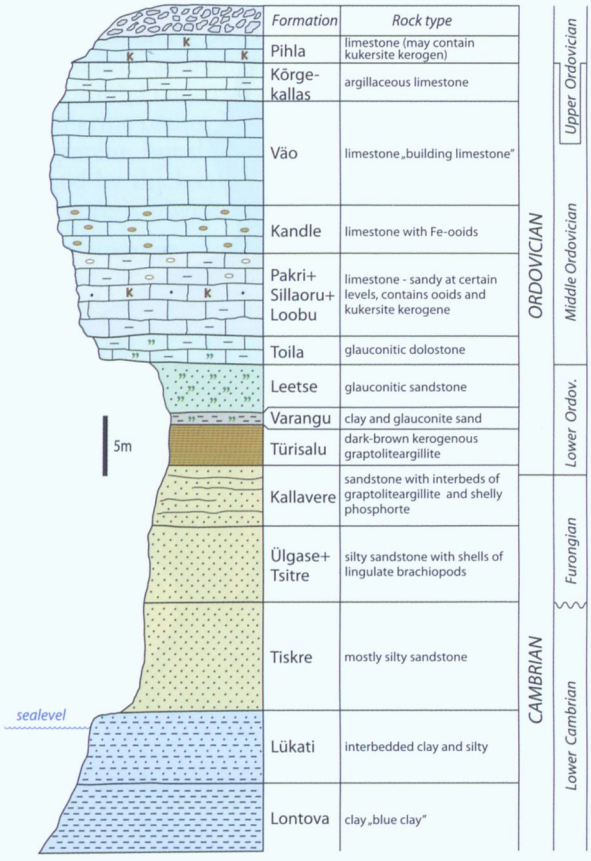
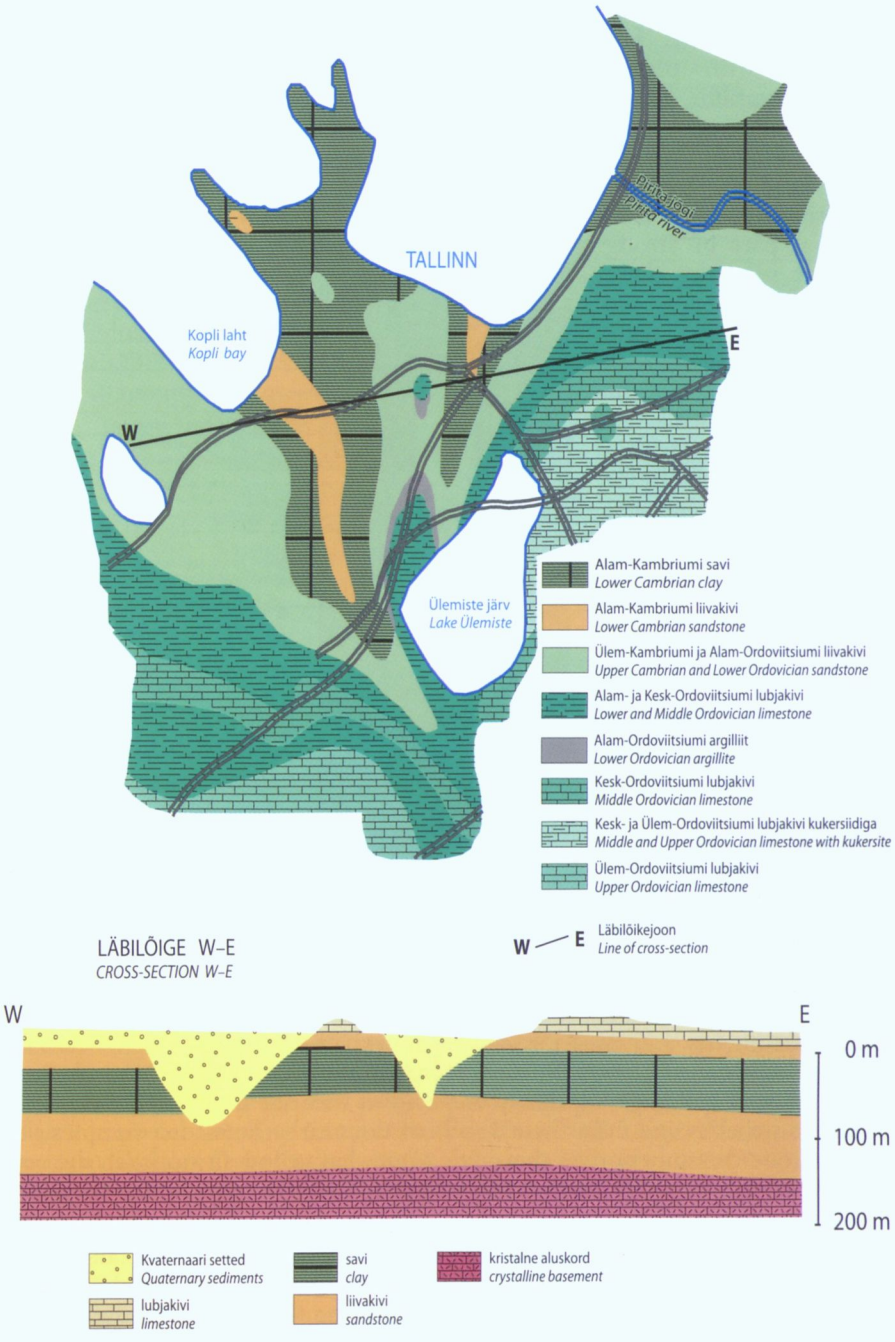


Figure 3. Geological cross-section of the bedrock in Tallinn region. Composite cross-section of the North Estonian Klint after H. Bauert.

Above the described friable rocks occur strong grey limestones, giving the buildings of Tallinn their typical appearance that if familiar to most of us. These limestones can be observed for many kilometres in the foundation pits made in these rocks and of course also along the above-described trench of the Laagna Road. This limestone has been used for building most part of the Old Town, because it could be easily delivered from the nearby limestone quarries. In the non-plastered walls of several buildings, especially of the town wall one may observe almost all limestone varieties and even their details of the nearby limestone complex. For example, one certainly notices the single somewhat yellowish stones in the walls of the Kaarli Church indicate that they originate from the more dolomitized lens-like interbeds of the limestone complex.

The strong limestone bedrock is reflected not only in the buildings of Tallinn. The mighty limestone wall (North Estonian Klint) continues eastward of Tallinn across the whole northern coast of Estonia, dividing the local landscape into two different units: the lowland in front of the limestone escarpment and southward limestone plateau above the escarpment. For ancient Tallinn this meant that were distinguished the upper town on Toompea Klint Island, and the lower part of



Joonis 5. Tallinna lihtsustatud geoloogiline kaart. Kujundus S. Hade.
Figure 5. Simplified geological map of Tallinn. Designed by S. Hade

town surrounding the latter. When later on Tallinn extended to neighbouring areas, this difference was somewhat reduced but is clearly apprehensible even today. The Lasnamägi district which is located on the limestone plateau is clearly different from the downtown (Kesklinn), Haabersti and Mustamäe districts which are located on softer bedrock and marine plains. Nõmme district is located on the limestone plateau above the escarpment, but the edge of the escarpment and the surface of the plateau are smoothed by thick complex of lateglacial sand. Thus, in the structure of Tallinn town there is obvious dependence on the geological characteristics of bedrock.

But let's return to the limestone complex, the pride of Tallinn which is very well observable here. It is clearly observable that the carbonate rocks that deposited in the warm and shallow sea during the Ordovician is clearly horizontally bedded – pure limestone varieties alternate with frequent more argillaceous rocks. Along the boundaries of these beds the massif easily splits into planar plates that could be easily chipped off for construction purposes. In places there is later admixture of magnesium and these rocks are called dolostone. As was mentioned before, this yellowish-pinkish variety can be seen also in some walls of Tallinn's ancient buildings.

In the environs of Tallinn the limestone complex is only 6.5 m thick and geologists distinguish there altogether five stages (from the bottom): **Volkhov, Kunda, Aseri, Lasnamäe and Uhaku**. The most valuable among them is

Joonis 4. Ehituspae lasund Väo karjääris.
Figure 4. Building limestone in Väo quarry. Photo: H. Bauert.

the Lasnamägi Stage which is known also as the so-called building limestone. From this 4–5 m thick bed has been cut most of the limestone for building the medieval Tallinn. When the limestone was extracted manually, the stonemasons distinguished altogether 56 different beds which were given names characterising their value as well as properties. Nowadays the need for monolithic limestone blocks has considerably decreased and mostly high-quality breakstone is needed and therefore the limestone of the Lasnamägi and partly Uhaku Stages is mostly

hõlpus lahti murda. Kohati on valdavalt $CaCO_3$-st koosnev lubjakivi täienenud ka hilisema Mg-lisandiga, muutudes geoloogi jaoks juba dolokiviks. Nagu eespool mainitud, kohtame seda kollakaks-roostepruunikaks värvunud kivimierimit ka mõnel Tallinna müürilõigul.

Katva lubjakivilasundi paksuseks Tallinna lähikonnas on vaid 6,5 m, kuid geoloogid eristavad selles 5 ladet. Altpoolt loetuna kannavad need nimetusi **Volhovi, Kunda, Aseri, Lasnamäe** ja **Uhaku** (nimetused on antud tüüpläbilõigete järgi Balti klindijärsakul). Hinnatuim nende seas on Lasnamäe lade, mida tuntakse ka nn ehituslubjakivina ja mille 4–5 m paksusest lasundist on murtud peamine osa Tallinna ehitiste tarvis. Käsitsi murdmisel tunti selles lasundis 56 erinevat kihti, mis kandsid meistrite suus kivimi väärtust ja omadusi iseloomustavaid rahvalikke nimetusi. Tänapäeva ehitustegevus ei vaja enam kuigi palju monoliitseid lubjakiviplokke, vaid esmajoones tugevat killustikku. Sedagi toodetakse Lasnamäe ja osalt Uhaku lademe lubjakivist. Suuremad karjäärid paiknevad linna piirialadel Väos ja Harkus, varasemad karjäärisüvendid Lasnamäel on veega täitunud. Väiksemate murdude jälgi kohtame mujalgi klindijärsaku serval. Kivimit ennast selle looduslikus olekus on hea vaadelda Laagna magistraaltee süvendi pikas seinas.

Sellise ehitusega on üldjoontes Tallinna aluspõhi. Oleks aga ekslik arvata, et nii lihtne see ongi – all-linn lasub pehmetel Kambriumi savidel, ülaosa aga tugeval Ordoviitsiumi paeplaadil. Keerukamaks muudavad olukorra vähemalt kolm kuni 140 m sügavust aluspõhja lõikuvat ürgorgu (Harku, Härjapea, Pirita). Nende piires on suur osa aluspõhja kivimeid kunagiste veevoolude poolt ära kulutatud ja org ise on hiljem täitunud Kvaternaari ajastu pudedate liivade-savidega. Kõnealuste ürgorgude kaudu täieneb küll soodsalt Tallinna põhjaveevaru, kuid orgude piirkond tekitab palju peamurdmist linnaehitajatele. Siin võib ette tulla ettearvamatuid nihkeid ja hoonete vajumisi, mistõttu tuleb projekteerida kulukaid vaivundamente, eriti kaasaegsete kõrgehitiste alla. Siin-seal on aluspõhjas täheldatud ohtlikke tektoonilisi rikkevööndeid (Toompeal, Lasnamäel), mis ka nõuavad omajagu tähelepanu. Nii jätkub geoloogidele tööd veel pealinnaski.

crushed into breakstone. Major quarried are located near town boundaries in Väo and Harku, former quarry (now filled with water) is situated between Pae Street and Laagna Road in Lasnamägi district. Traces of minor limestone quarries can be found also elsewhere along the edge of the escarpment. The carbonate rocks in natural conditions are well observable in the wall of the trench of Laagna Road. If needed, this can be done even from your car.

Such was the general overview of the bedrock of Tallinn. At first sight it seems very simple – the downtown is built on soft Cambrian clays and the upper part on strong Ordovician limestones, but there are also at least three ancient valleys up to 140 m deep (Harku, Härjapea and Pirita) which cut into the bedrock. Within the above valleys the bedrock has been eroded and they are filled with loose Quaternary deposits – sands and clays. Through these valleys the groundwater of deeper aquifers is recovered, but on the other hand they cause problems from the standpoint of construction activity – unexpected settlements and displacements may occur and therefore the buildings must be placed on expensive pile foundations, especially when modern skyscrapers are built. Here and there tectonic crush belts may occur in bedrock. So there is still enough work to be done for geologists in Tallinn.

Unikaalsed fossiilid – muistse elu jäljed Tallinna aluspõhjas

Jaak Nõlvak

Eesti settekivimid on haruldased selle poolest, et need ei ole allunud mäetekkeega moondeprotsessidele ja lasuvad oma esmases järjestuses, st et vanemad kivimid on allpool ja hiljem kujunenud nende peal. Seetõttu on ka kivistised neis hästi säilinud. Kivistis on Maa geoloogilises minevikus elanud organismi jäänus või liikumisvõimeliste loomade tegutsemise jälg, mis on kivimis jälgitav ja uurimiseks kättesaadav.

Kõik palja silmaga nähtavad kivistised on makrokivistised, mikroskoobis võib aga tuvastada silmale märkamatuks jäävaid pisikivistisi ehk mikrokivistisi. Vanimad settekivimid Tallinna ümbruse paljandites on Kambriumi-aegsed. Kambriumi ajastu algust (u 540 milj aastat tagasi) peetakse hulkraksete organismide mitmekesisuse kujunemise ajaks. Siis ilmusid peaaegu kõik hulkraksete loomade hõimkonnad. Kambriumi organismide skelett koosnes valdavalt kaltsiumfosfaadist, põhiliselt apatiidist. Eesti Kambriumi savidest ja liivakividest on teada mõningaid haruldasi kivistisi ja organismide tegevuse jälgi, kuid reeglina sisaldavad Kambriumi ja Vara-Ordoviitsiumi liiva- ja savilasundid väga vähe kivistisi. Erandiks on vaid Ülem-Kambriumi ja Alam-Ordoviitsiumi piiril kujunenud Pakerordi lademe liivakivid, milles on kohati rikkalikult fosfaatse kojaga käsijalgsete *Ungula* ja *Schmidtites* karbipoolmikke ja nende tükikesi, mis moodustavad nn oobolusfosforiidi läätselisi lasundeid.

Fosfaate sisaldavad setted kujunesid ilmselt mõneti anomaalse bioproduktsiooniga rannalähedases madalmeres, kus vee liikumine tohutul hulgal loomade kodasid kokku kuhjas. Need loomakesed kuuluvad käsijalgsete lingulaatide hulka. Loomadel oli kaks sümmeetrilist karbipoolmikku. Tumekollakates pehmemates liivakivides paistavad pruunid või mustjad karbitükid hästi silma. Tallinnas Toompea läbilõikes sellised kivistiserikkad vahekihid puuduvad, kuid on olemas juba Irus. Ülgasel ning Maardus on oobolusfosforiit juba maavara staatuses.

Fosforiidikihil lasuv graptoliitargilliit on isegi oma nimetuse saanud selles leiduva organismi – graptoliidi järgi. Argilliidi kihipindadel võib leida selle väljasurnud problemaatilise organismi okslikke või sulgjaid jäljendeid.

Eesti aluspõhja suur kivististerikkus on aga seotud kõrgemal lasuvate lubjakividega. Lubisetted koosnevad peamiselt biogeense päritoluga kaltsiumkarbonaadist ehk merepõhja organismide lubiskeleti osakestest. Purustatud ja peenestatud organismitükikeste kõrval võib aga leida ka enam-vähem terveid või päris terveid kivistisi. Tüüpilised Ordoviitsiumi loomad olid trilobiidid, nautiloiidid, käsijalgsed, teod, käsnad jt. Ordoviitsiumis ilmusid ka esimesed sammalloomad.

Suurimad ja silmapaistvamad kivistised Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivis on peajalgsete – nautiloiidide jäänused. Et Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivi kasutatakse ka ehituskivina, siis võib selgroogu meenutavaid lülilisi kodasid näha ka müüri- ja trepikivides ning kõnnitee katteplaatides. Nautiloiidid kuuluvad limuste hõimkonda, kuid välimuselt ei meenuta millegagi sama hõimkonna teisi esindajaid – tigusid või karpe. Enamasti on nähtavad organismi tagakeha suunas pisenevad veidi lapiku ristlõikega kambrite read, mis on üksteisest kumer-nõgusate

Unique fossils – traces of ancient life in the bedrock of Tallinn

Jaak Nõlvak

The sedimentary rocks of Estonia are exceptional because they have not been subject to the orogenic or metamorphic processes and lie in original sequence, i.e. older rocks occur below and are overlain by younger ones. Fossils are the preserved remains or traces of animals, plants, and other organisms from the remote past that are observable in the rocks and available for investigating by different methods.

Fossils which can be studied with the naked eye are referred to as macrofossils, while the study of microfossils requires the use of microscopy. The oldest sedimentary rocks in the environs of Tallinn were formed in the Cambrian period. The Early Cambrian (ca 540 million years ago) is considered the time of formation of the diversity of multicellular organisms and almost all phyla of multicellular animals appeared. In the skeleton of the Cambrian organisms calcium phosphate (mainly apatite) dominated. Some rare fossils and traces of life activity are known from the Cambrian clays and sandstones of Estonia, but in general the Cambrian and Early Ordovician sandstones and clays are rather barren. Exceptionally, the Pakerort sandstones formed at the boundary of the Upper Cambrian and Lower Ordovician contain abundant shell fragments of brachiopods from families *Ungula* and *Schmidtites*, forming lens-like beds of so-called obolus phosphorite.

Phosphorite-bearing deposits obviously formed in shallow sea under the conditions of somewhat anomalous bioproduction, where the water movement piled up huge amounts of shells. The latter belong to Lingulata – inarticulate brachiopods whose both valves are roughly symmetrical. In the dark-yellow soft sandstones they are well traceable, but the shells are mostly somewhat distorted or even crushed. The above-described fossil-rich interbeds are missing in the Toompea sequence, but are present in Iru. In Ülgase and Maardu the obolus phosphorite is already considered a mineral wealth.

Graptolite argillite overlying the phosphorite has got its name from graptolite – the organism which is in the above rock. The bedding planes of argillite bear the gnarled or feather-like traces of this extinct problematic organism.

The abundance of fossils is mainly related to younger limestones. The calcareous deposits mainly consist of biogenic calcium carbonate, i.e. the fragments of calcareous skeleton of the benthos. Aside the crushed fragments also more or less unharmed fossils are found. Typical Ordovician animals were the trilobites, nautiloids, brachiopods, gastropods, sponges and others. Besides, the first bryozoans appeared in the Ordovician.

The largest and most prominent fossils in the Middle Ordovician limestones are the remains of nautiloids – marine cephalopods. The Middle Ordovician limestones are also used as building stone, therefore their shells can be seen in the limestone plates of walls and staircases, paving stones and which resemble sort of segmental spine. To this group of molluscs belong also snails and seashells and their remains, too, can be found in the building limestone, especially when the surface has been cut, polished or just worn out (e.g. paving stones or stairs).

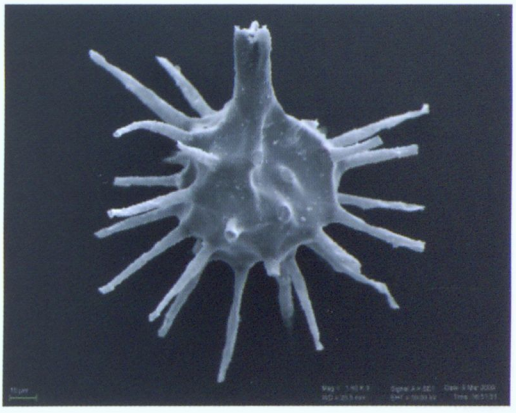
vaheseinte ehk septidega eraldatud. Kambrid on ühendatud selgelt eristuva toru ehk sifooniga, mille asend kambri keskel või ühes servas määrab looma perekondliku kuuluvuse. Kambreid ühendava toru kaudu reguleeris loom koja gaasisisaldust ning oma ujumissügavust. Siit on vast eeskuju võetud allveelaevades kasutatava sukeldumissügavuse reguleerimise põhimõttelegi. Esineb ka spiraalse kujuga peajalgseid, kuid harvem. Lisagem, et need tolleaegse mereelustiku suurimad loomad levisid ka Siluri ajastul, kust on leitud kuni 4 meetri pikkuste isendite kivistisi.

Väljasurnud peajalgsete limuste (Mollusca hõimkond, Cephalopoda klass, *Orthoceratoidea* ja *Endoceratoidea* alamklass) hulka kuuluvate loomade tänapäevastest sugulastest tuntumad on ilma mineraalse kojata kaheksajalad ja kalmaarid ning spiraalse kojaga laevuke (*Nautilus*).

Mikrokivistised on hoopis vähem tuntud, sest nad jäävad inimsilma eest varju ja on nähtavad vaid mikroskoobis. Mikrokivististe hulgas on leitud nii taime- kui loomariigi esindajaid.

Tallinna piirkonna Kambriumi liivakivides on mikrofloora esindatud valdavalt ainuraksete vetikate hulka kuuluvate akritarhidega (joonis 1), mille liigiline mitmekesisus kasvab tunduvalt nooremates Kesk-Ordoviitsiumi lubjakivides. On veel mitmeid teisi tänapäevaks väljasurnud organismide jäänuseid nagu näiteks konodondid – kalade kaugete sugulaste fosfaatsed "hambad", mis võisid toimida toidupeenestajatena. Enamus mikrokivistisi tekitavad probleeme, sest neist pole säilinud muud kui mineraalsest ainest kojatükid, kestad, sisetoesed või hambad ja nende põhjal on raske täpsemalt ette kujutada iidsete olendite tervikulist ehitust, kuju ja kuuluvust.

Üheks kõige vähem tuntud mikroorganismiks on kitiinikud (joonis 2, 3, 4, 5, 6, 7), eksootilised mikrokivistised, mille kest koosneb keerukast kitiinilaadsest orgaanilisest ainest. Neid kivistisi saab eraldada kivimist seda



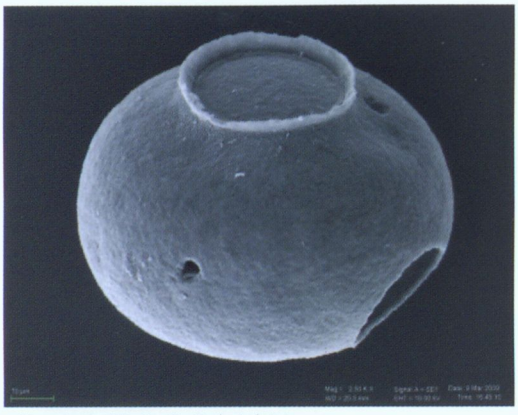
Joonis 1. Akritarh Aremoricanium.

Figure 1. Acritarch Aremoricanium. *Photo: J. Nõlvak.*

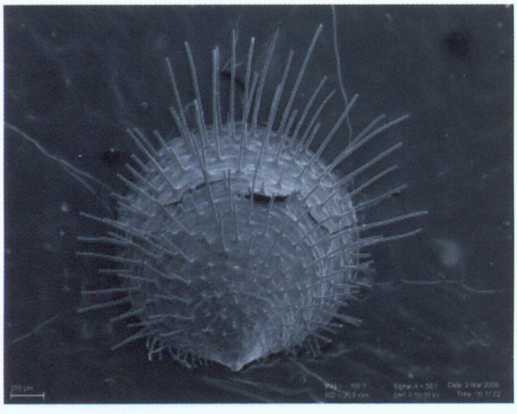
Joonis 2. Kitiiniku Desmochitina *kett.*

Figure 2. Chitinozoan linkage: Desmochitina. *Photo: J. Nõlvak.*

In the rock are clearly visible rows of "chambers" which rearward become thinner that are separated by convex-concave septa. The septa are perforated by the siphuncle, which runs through each of the internal chambers of the shell. The nature of the siphuncle and its position within the shell are important in classifying nautiloids. The siphuncle enabled regulating of the gas content in nautiloid's body and its depth in water. Spiral cephalopods are less common. It should be mentioned that in the Silurian rocks the nautiloids reach even larger dimensions, the biggest sometimes being up to 4 m long. The best-known present-day relatives of the above extinct cephalopods (phylum Mollusca, class Cephalopoda, subclass *Orthoceratoidea* and *Endoceratoidea*) are octopuses and squids, but also *Nautilus* with helical shell.



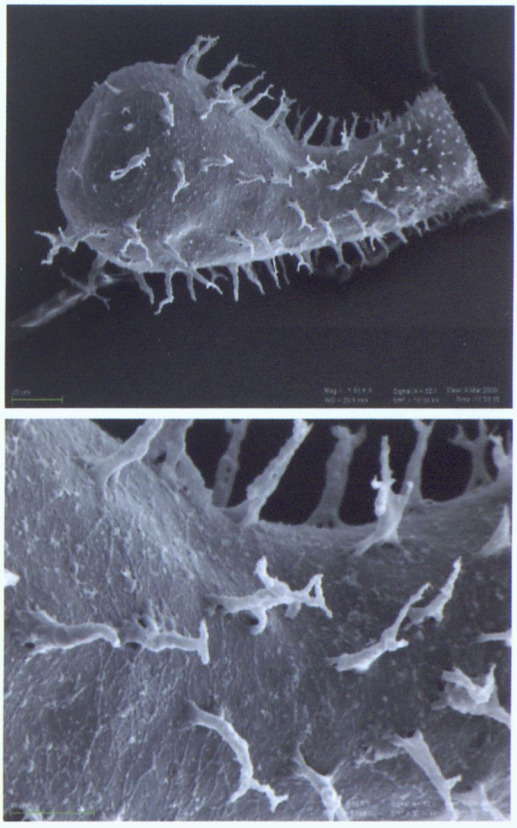
Joonis 3. Kitiinik Calpichitina.
Figure 3. Chitinozoa Calpichitina. *Photo: J. Nõlvak.*



Joonis 4. Lingulaatne käsijalgne Acanthambonia.
Figure 4. Lingulate brachiopod Acanthambonia. *Photo: J. Nõlvak.*

Microfossils are much less known because they cannot be seen with a naked eye and can be studied only with the help of microscope. Microfossils include the representatives of both flora and fauna. In the region of Tallinn the Cambrian sandstones the microflora is represented mostly by acritarchs (Figure 1), unicellular algae, whereas their species diversity considerably increases in the younger Middle Ordovician limestones. Besides, there are also several other groups of microfossils, e.g. conodonts – phosphatic "teeth" of distant relatives of fish. Most fossil groups are problematic because only fragments of their mineral shells, crusts, endoskeletons or teeth have preserved and based on these it is difficult to restore their appearance and origin. Such little known microfossils are also the chitinozoans (Figure 2, 3, 4, 5, 6, 7) – exotic microfossils with shells made of complex chitin-like organic matter. These microfossils can be separated from the rock by dissolving the latter with acids. Among the insoluble residue we find numerous crusts radially symmetrical to longitudinal axis. On one end there is an opening (aperture) which depending on the shape is closed by a prosome

tugevate hapetega lahustades. Lahustumatu jäägi hulgast leiame rohkesti musta värvi õhukeseseinalisi, pikitelje suhtes tavaliselt radiaalsümmeetrilisi kesti. Nende ühes otsas on avaus (suue), mis on suletud kas korgi või kaanega. Kujult on nad väga erinevad: esineb nii kelluka-, kurika-, nuia-, pulga- või pudelikujulisi, samuti ümaraid amforaid meenutavaid vorme. Kitiinikud on tavaliselt 0,2...0,5 mm pikad, väiksemad 0,05, suuremad küünivad kuni 2,3 millimeetrini. Välispind on kas sile või kaetud mügarate, karvakeste või hargnevate jätketega (joonis 5, 6, 7).



Joonis 5. a,b Kitiinik Angochitina.

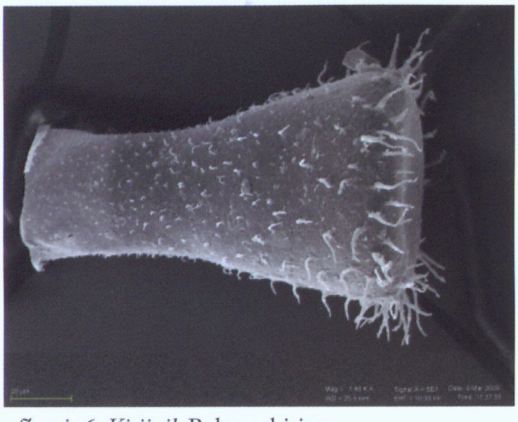
Figure 5. a,b Chitinozoa Angochitina. *Photo: J. Nõlvak.*

Kitiinik on eestikeelne vaste ladinakeelsele nimetusele *Chitinozoa*. Seni veel mõistatuslike mikrokivististe esmaleiud on pärit Ordoviitsiumi ja Siluri vanusega rändkividest ja nende kirjeldajaks oli 1931. aastal Königsbergi ülikooli teadlane Alfred Eisenack. Tema kätte sattunud lubjakivist rändkivid ja -rahnud olid pärit Läänemere põhjast ning mandrijääga transporditud Balti mere lõunarannikule. Alles aastakümneid hiljem on kitiinikuid kirjeldatud kõigi mandrite Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni merelistest settekivimitest. Kitiinikud surid välja Devoni ajastu lõpus, umbes 360 miljonit aastat tagasi. Mõnikord ühe grammi kivimi kohta sadu, harva isegi tuhandeid eksemplare sisaldavaid kivimiproove geoloogiliselt nooremates kihtidest enam ei leia. Kokkuleppeliselt kirjeldatakse kitiinikuid kui iseseisvaid loomi, kuigi need võisid olla ka mingite organismide munad. Kuid kas muna kui selline võib olla ka karvane? Võib, sest putukate hulgas on see laialt levinud. Ent sel ajal kui ilmusid kitiinikud, polnud putukaid veel olemas. Kitiinikuid leiame vaid meresetetest moodustunud kivimitest ja üldlevinud on arvamus, et need kuuluvad planktiliste organismide hulka, kelle arvukus sõltub eelkõige merevee dünaamikast ja temperatuurist ning nende settesse mattumine hoovustest.

Väga rikkalik ja mitmeliigiline kitiinikute kooslus leiti Kumu kunstimuuseumi ehitusega tekitatud ajutisest Alam-Ordoviitsiumi kivimite paljandist. Leiukohaks osutus umbes kahe sentimeetri paksune savivahekiht pudedates rohekates glaukoniitliivakivides. See on üks vanemaid kitiinikute leide mitte ainult Eestis,

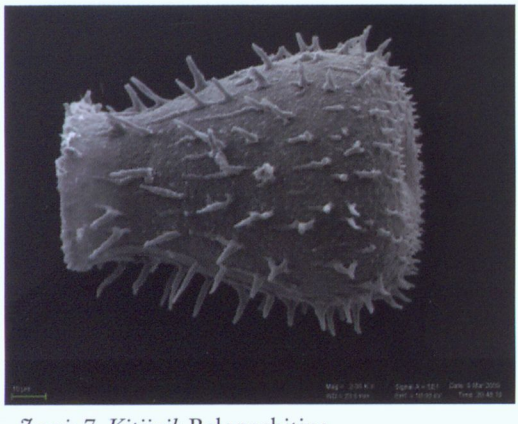
or operculum. Their shape is extremely variable, resembling campanula, beater, club, stick or bottle, also round or amphora-like chitinozoans are found as well. Chitinozoans range in length from around 0.2–0.5 mm, the smallest are 0.05 and the largest up to 2.3 mm long. Their outer surface is smooth or covered with hairs, appendages or tubercules (Figures 5, 6 and 7).

The first findings of chitinozoans, the microfossils even today puzzling for us, were made in the erratic boulders Ordovician (including simultaneous age with the Ordovician sequence in Tallinn) and Silurian in age. Alfred Eisenack, a German scientist employed at Königsberg University in 1931 first described the chitinozoans found on the southern coast of the Baltic Sea. To this location the erratics had been delivered by continental glacier from the outcrops that once located on the today's Baltic Sea bed, i.e. from the rock beds formed from the marine sediments on the ancient Baltica Plate on present-day Estonian territory.



Joonis 6. Kitiinik Belonechitina.

Figure 6. Chitinozoa Belonechitina. *Photo: J. Nõlvak.*



Joonis 7. Kitiinik Belonechitina.

Figure 7. Chitinozoa Belonechitina. *Photo: J. Nõlvak.*

Several decades later these microfossils were described on all continents (except Antarctic) in the Ordovician, Silurian and Devonian marine sedimentary rocks. However, the whole group becomes extinct in the Late Devonian, ca 360 million years ago and the chitinozoans are not found in younger rocks any more. It has been agreed that the chitinozoans are described as animals, although they may have been also eggs of non-preserved multicellular organisms. Question arises whether the eggs may have been furry. And the answer is yes, because this is quite common with insects. On the other hand, when the chitinozoans lived here were no insects. The chitinozoans are found only in the rocks formed from marine sediments. It is general opinion that based on the distribution data they could be classified as plankton, the abundance of which depends firstly on seawater dynamics and temperature, and their burial in marine sediments – on currents.

In the foundation pit of the new Kumu Art Museum in a 2-cm clay interbed in Lower Ordovician glauconite sandstones was discovered extremely abundant

vaid ka teiste piirkondade seni uuritud läbilõigetest. On teada vaid üks veel vanemat kitiinikuliiki sisaldav kiht Alam-Odoviitsiumi Varangu lademest Selja jõe kaldal.

Need atraktiivsed pisikivistised sobivad hästi suhteliste geoloogiliste ajaskaalade koostamiseks tänu väikestele mõõtmetele, suurele arvukusele ja mitmete liikide lühiealisusele. See on oluline just puursüdamike uurimisel, kus kivimihulk on piiratud. Loomulikult kasutatakse suhtelise geoloogilise aja määramiseks ka teisi mikrokivistisi, kuid just kitiinikud on viimastel kümnenditel saanud üheks juhtkivistiseks geoloogiliste läbilõigete liigestamisel ja võrdlemisel.

Lisagem, et maailma suurim Ordoviitsiumi ja Siluri vanusega kitiinikute kollektsioon on kogutud Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituuti ning seda on soosinud kivististe väga hea säilivus meie aluspõhja kivimites ja nende uurituse kõrge tase, vaatamata sellele, et tänapäeva elustikuga võrdlemine pole andnud rahuldavat vastust kitiinikute kireva ja mitmekesise rühma päritolu kohta.

multi-species association of chitinozoans, which is among the oldest not only in Estonian sections, but also in the known sections on other continents. In Estonia only one section contains one older chitionozoan species – in the Varangu Stage (Lower Ordovician) in the bank of the Selja River.

The advantage of these attractive fossils is their size and abundance and that some species are ephemeral (short-lived) which makes them suitable for compiling relative time scales. This is important from the standpoint of drillcore studies in which the volume of rock is limited. Naturally other microfossils are used as well, but in last decades chitinozoans have become a leading group for the subdivision of the geological sections and correlation with sections of other palaeocontinents. It is interesting to note that world's largest collections of Ordovician and Silurian fossils are stored at the Institute of Geology at Tallinn University of Technology and this has been favoured by the fact that the fossils in our bedrock are well preserved and well investigated. However, comparison with present-day biota has not provided a well-reasoned answer to the question about the origin of chitinozoans.

Aluspõhja pealispinna reljeef Tallinnas

Anto Raukas ja Elvi Tavast

Devoni lõpust kuni kahte viimast miljonit aastat haarava inimajastuni ehk Kvaternaarini on Eestimaa geoloogilise arengu kohta väga vähe andmeid. Neidki killukesi koguneb üksnes naaberaladelt ja nende põhjal saab teha vaid kaudseid oletusi. Möödunud sadade miljonite aastate jooksul oli Eesti valdavalt maismaa, kus peremehetsesid kulutusprotsessid. Kindlasti mahtus sellesse pikka aega nii karme jääaegu, näiteks Permis, kui ka väga sooje perioode, näiteks sauruste valitsemisajal Juura ajastul.

Tallinna ja selle lähiümbruse aluspõhja pinnamoes ei peegeldu möödaniku kõigi ajastute jäljed. Eeskätt on siin tegu vaid viimase jäätumiseelse ajastu – Neogeeni – hingusega. Ligikaudu 70 miljonit aastat tagasi toimus intensiivne mägede moodustumine ja mandrite kerkimine. Briti saared ei olnud tollal veel mandrist eraldunud ja Vahemerel puudus ühendus ookeaniga. Soome lahte, Peipsi järve ja Läänemerd polnud ning kogu Läänemere ümbrus, sealhulgas ka Eesti maa-ala, oli võrdlemisi suure absoluutkõrgusega maismaa. Seda tunnistavad kohati rohkem kui 100 m sügavused aluspõhja lõikunud vanad orud, mis on meie nüüdisaegsetest jõeorgudest märksa suuremad. Sellised hiiglaslikud oruvagumused võisid tekkida üksnes tingimustes, kus jõed suubusid merre, mille veepind oli nüüdisaegse Läänemere pinnast palju madalam.

Orud

Oletatakse, et piki praegust Soome lahte voolas Kvaternaarieelsel ajal hiiglaslik Ürg-Neeva jõgi, tänapäevase Neeva esivanem, mida peetakse ka üheks Põhja-Eesti klindi võimalikuks kujundajaks. Kuid sellest veelgi võimsam Eridanose jõgi voolas piki Botnia lahte lõunasse, nii et Ürg-Neevale jäi vaid lisajõe roll (Overeem jt, 2001). Jääajaeelsel ajal oli Eestimaal kahtlemata tihe vetevõrk, mille üksikuid fragmente tabatakse puurimisega. Tallinnas on rohkesti puurauke ja seetõttu on orgude paiknemine siin üsna hästi teada (joonis 1). Kokku on Tallinnas ja selle lähiümbruses jälgitavad kümme mattunud orgu ja orulaadset vagumust: Harku, Lilleküla, Kadrioru, Pirita, Saku-Nõmme, Saku-Vääna, Nabala, Saku, Sausti-Raudalu ja Rae (Künnapuu jt, 1981). Seoses Tallinna veevarustusprobleemide lahendamisega tõstis E. Tšeban-Sepp (Tšeban, 1978; Sepp, 2002) orgudena esile neli vagumust: Mustamäe-Pelguranna org, Keskorg, Harku ja Mähe org. Uusimas Tallinna mattunud orgude ülevaates (Vaher jt, 2010) eristatakse Tallinna Keskorgu, mis hargneb alamjooksul kolmeks: Harku, Lilleküla ja Kadrioru vagumuseks. Neile lisandub idas Mähe org, mida on nimetatud ka Pirita või Merivälja oruks.

Orud on erineva kuju, ehituse ja orientatsiooniga ning nad on täitunud liustiku- ja liustiku sulamisvete setetega. Orgude ülaosas on ka pärastjääaegseid, peamiselt meretekkelisi setteid (joonis 2). Orgude erinev orientatsioon ja morfoloogia kinnitavad nende teket vooluvete toimel (Vaher jt, 2010). Tõsi, jõesetteid pole orgudest seni leitud, kuid tõenäoliselt on need liustike ja liustiku sulamisvetega ära kantud.

Bedrock topography in Tallinn

Anto Raukas and Elvi Tavast

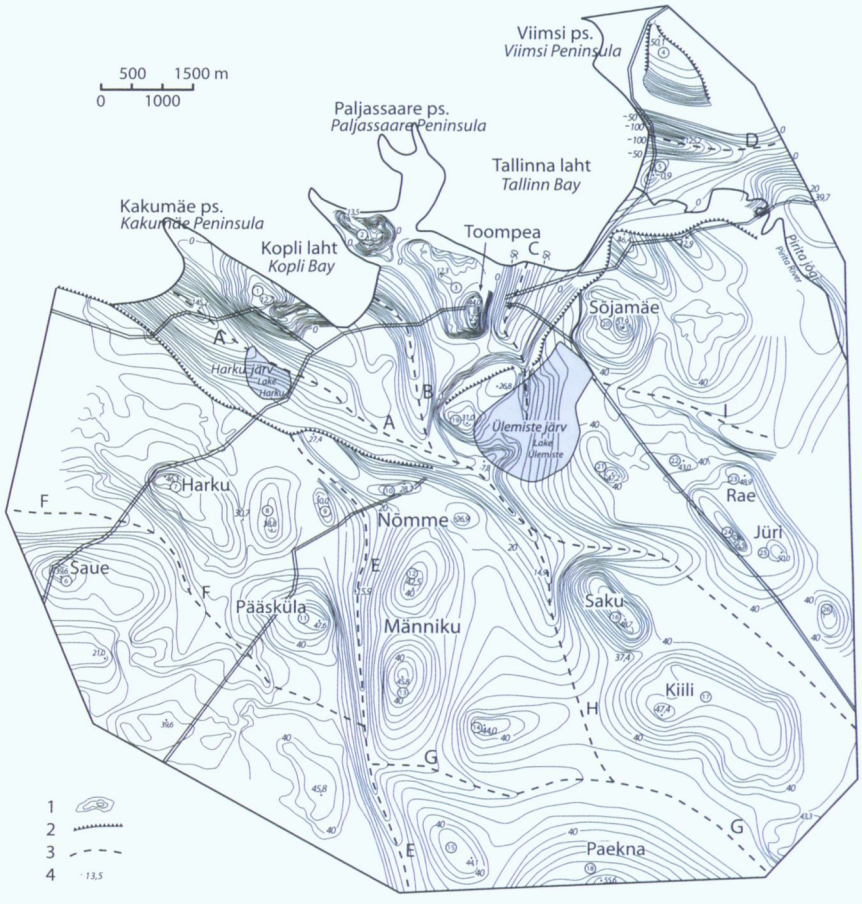
There is very little data available on the geological development of Estonia's territory since the end of the Devonian up to the Quaternary period spanning the last two million years. The scanty pieces of evidence originating in the neighbouring areas allow only indirect suppositions to be made. During the past hundreds of millions of years Estonia was mostly dry land where denudation processes prevailed. Definitely, such a long period of time included both severe ice ages, e.g. in the Perm, and very warm periods, like in the Jurassic, which was the golden age of large herbivorous dinosaurs.

Not all past eras have left their traces in the bedrock topography of Tallinn and its immediate surroundings. In the first place, it is mostly the breath of the Neogene, the last preglacial period, that we can feel here. Some 70 million years ago intensive mountain building and continental uplift were in full swing. At that time, the British Isles were part of the continent and the Mediterranean Sea had no connection with the ocean. The Gulf of Finland, Lake Peipsi and the Baltic Sea did not yet exist and the whole Baltic Sea region, including Estonia's territory, was dry land with rather great absolute heights. Evidence is derived from ancient valleys, which were much larger than the contemporary river valleys. Thus huge valleys could develop only there where the rivers flowed into the sea, which water level was much lower than that of the present-day Baltic Sea.

Valleys

It is assumed that in the pre-Quaternary period a huge prehistoric Neva River flowed through the area, which is now the Gulf of Finland. In all likelihood, it was one of the shapers of the North Estonian Klint. However, there was an even more powerful river – the Eridanos – heading southward through the modern-day Gulf of Bothnia (Overeem et al. 2001). In the preglacial period Estonia was covered with a dense hydrographic network, single fragments of which are hit during drilling. Owing to numerous boreholes, the location of buried valleys is rather well known in Tallinn (Figure 1). A total of nine buried valleys and valley-like depressions – Harku, Lilleküla, Kadriorg, Pirita, Saku-Nõmme, Saku-Vääna, Nabala, Saku, Sausti-Raudalu and Rae – are traceable in Tallinn and its immediate neighbourhood (Künnapuu et al., 1981). Solving the problems of the water supply system in Tallinn, E. Tšeban-Sepp (Tšeban, 1978; Sepp, 2002) pointed out four valleys – Mustamäe-Pelguranna, Keskorg, Harku and Mähe. In the most recent survey of Estonian valleys (Vaher et al., 2010) the Tallinn Central Valley (Keskorg) is differentiated. In the lower reaches it forms three branches – Harku, Lilleküla and Kadriorg depressions. In the east, there is the Mähe Valley (known also as the Pirita or Merivälja Valley).

The valleys differ in shape, structure and orientation. They are filled with glacial and glacial meltwater sediments. In the upper part of valleys postglacial, mainly marine sediments occur (Figure 2). Different orientation and morphology of the valleys indicate that they were formed by flowing water (Vaher et al., 2010). True enough, fluvial sediments have not been found in the valleys so far, in all likelihood, they were carried away by glaciers and their meltwaters.



Joonis 1. Tallinna ja selle lähiümbruse aluspõhja pealispinna reljeef (Künnapuu jt, 1981, täiendustega). Tingmärgid: 1 – isojooned; 2 – Põhja-Eesti klint ja olulisemad astangud; 3 – mattunud orud ja orutaolised vagumused; 4 – aluspõhja reljeefi absoluutkõrgused.

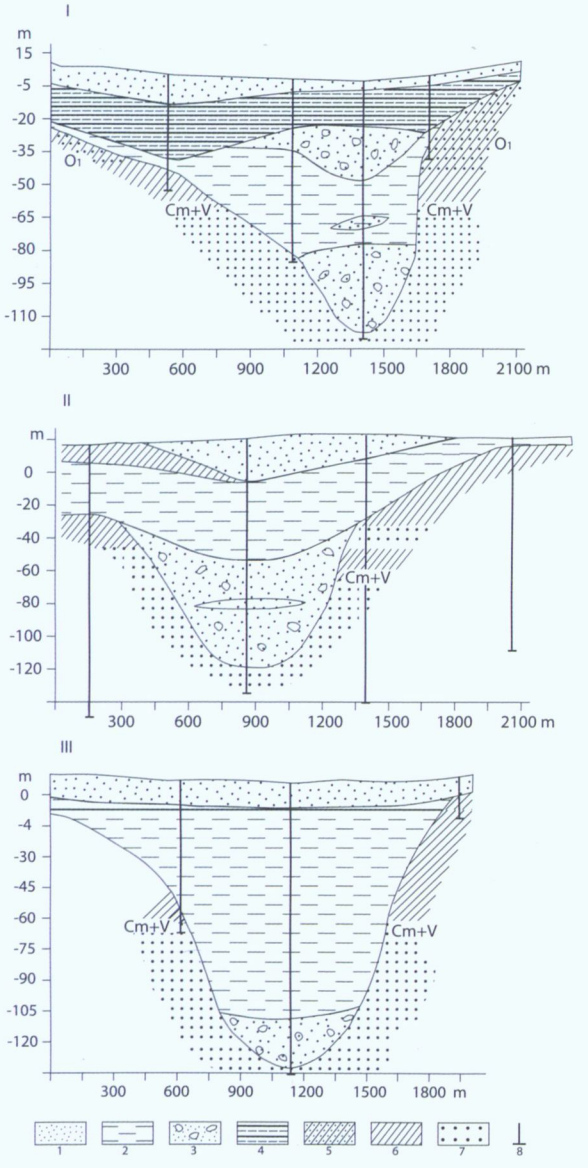
Kõvikud (joonisel tähistatud ringi sees olevate numbritega): 1 – Kakumäe; 2 – Kopli; 3 – Keskkõrgendik; 4 – Viimsi; 5 – Pirita; 6 – Saue; 7 – Harku; 8 – Valgesoo; 9 – Kivimäe; 10 – Nõmme; 11 – Pääsküla; 12 – Põhja-Männiku; 13 – Lõuna-Männiku; 14 – Sausti-Nõmme; 15 – Tõdva; 16 – Saire; 17 – Kiili; 18 – Paekna; 19 – Järve; 20 – Sõjamäe; 21 – Mõigu; 22 – Assaku; 23 – Rae; 24 – Lehmja; 25 – Jüri; 26 – Kautla.

Mattunud orud (joonisel tähistatud suurte tähtedega): A – Harku; B – Lilleküla; C – Kadriorg; D – Mähe; E– Saku-Nõmme; F – Saku-Vääna; G– Nabala-Saku; H – Sausti-Raudalu; I – Rae. Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 1. Topography of the bedrock surface in Tallinn and its immediate surroundings (Künnapuu et al., 1981, with complements). Legend: 1 – isolines; 2 – North Estonian Klint and most essential escarpments; 3 – buried valleys and valley-like depressions; 3 – absolute heights of the bedrock topography.

Hillocks (marked with numbers in circles): 1 – Kakumäe; 2 – Kopli; 3 – Keskkõrgendik; 4 – Viimsi; 5 – Pirita; 6 – Saue; 7 – Harku; 8 – Valgesoo; 9 – Kivimäe; 10 – Nõmme; 11 – Pääsküla; 12 – Põhja-Männiku; 13 – Lõuna-Männiku; 14 – Sausti-Nõmme; 15 – Tõdva; 16 – Saire; 17 – Kiili; 18 – Paekna; 19 – Järve; 20 – Sõjamäe; 21 – Mõigu; 22 – Assaku; 23 – Rae; 24 – Lehmja; 25 – Jüri; 26 – Kautla.

Buried valleys (capital letters): A – Harku; B – Lilleküla; C – Kadriorg; D – Mähe; E– Saku-Nõmme; F – Saku-Vääna; G – Nabala-Saku; H – Sausti-Raudalu; I – Rae. Digitalization: I. Heamägi.



Joonis 2. Harku (I), Lilleküla (II) ja Mähe (III) mattunud orgude geoloogilised läbilõiked (Tavast jt, 1983, täiendustega): 1 – liiv; 2 – moreen; 3 – kruus ja veeristik; 4 – viirsavi; 5 – aleuriit; 6 – savi ja liivsavi; 7 – liivakivi ja aleuroliit; 8 – puuraugud. Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 2. Geological sections of buried valleys: Harku (I), Lilleküla (II) and Mähe (III) (Tavast et al., 1983, with complements): 1 – sand; 2 – till; 3 – gravel and pebbles; 4 – varved clay; 5 – silt; 6 – clay and loam; 7 – sandstone and siltstone; 8 – boreholes. Digitalization: I. Heamägi.

It is not entirely clear how the preglacial buried valleys in Tallinn and its surroundings were connected to one another. Their morphological characteristics are also unclear, because single boreholes do not enable high precision. The Harku Valley, which is the westernmost branch of the Central Valley, is evidently the deepest one with its depth reaching 143 m (124 m b.s.l.) near Lake Harku. The valley is up to 800 metres wide and ca 10 km long. Its middle branch – Lilleküla Valley – is located between Kakumäe and Veskimäe, and Kopli and Toompea elevations. The depth of the almost a kilometre-wide valley reaches 128 metres (-123.4 m b.s.l.) in the vicinity of Paldiski Road. Kadriorg – the easternmost branch of the Central Valley – is 500–600 m wide and runs across the former territory of the Central Hospital as far as Vanasadam (Old City Harbour)). Its bottom is at -80.7 m at the location where it intersects Narva Road, at -129.8 m on Merivälja Road, at -125.2 m near Keeru Street and at -135 m near the contemporary shoreline. If the depths of the valleys were different, one could assume that they carried water into the prehistoric Neva River at different times; however, on the basis of the data presently available, this is difficult to state.

Kuidas Tallinna ja selle lähiümbruse mattunud orud jääajaeelsel ajal omavahel ühenduses olid, pole kaugeltki selge. Ka nende morfoloogilised näitajad on veel ebaselged, sest olemasolevad puuraugud suurt täpsust ei võimalda. Tallinna Keskoru läänepoolsem haru, Harku org, on ilmselt kõige sügavam, olles Harku järve lähedal üle 143 m (124 m a.m.p) sügav. Oru laius ulatub 800 meetrini, tema pikkus on ligikaudu 10 km. Keskmine, Lilleküla vagumus, kulgeb Kakumäe ja Veskimäe ning Kopli ja Toompea kõrgendike vahel. Ligikaudu kilomeetri laiuse oru sügavus ulatub Paldiski maantee lähedal 128 meetrini (–123,4 m a.m.p). Kõige idapoolsem Keskoru haru – Kadrioru org – on umbes 500–600 m lai ja kulgeb üle endise Keskhaigla territooriumi Tallinna Vanasadamasse. Narva maanteed ületades on tema sügavus –80,7 m. Mähe oru põhi on Merivälja teel –129,8 m sügavusel, Keeru tänava juures –125,2 m ja nüüdisrannajoone lähedal –135 m sügavusel. Kui orgude sügavused oleksid erinevad, siis võiks oletada, et Ürg-Neevasse kandsid nad vett eri aegadel, kuid praeguste andmete alusel on seda raske väita.

Orgude suured sügavused on kindlaks tehtud vaid klindiesisel alal. Paelavamaal on uuristusvormid laugeveerulised, liustike poolt tasandatud ja ümber kujundatud ning nende sügavus on kõigest 10–15 m. Siin pole need enam jõeorud, vaid liustikukündelised vagumused, mõned neist on vaid mõne meetri sügavused ja piiratud alal jälgitavad. Enamasti on vagumused orienteeritud loode–kagu sihis (Saku–Vääna, Rae), kuid on ka meridionaalseid (Saku–Nõmme, Sausti–Raudalu) ja ida–lääne sihilisi (Nabala–Saku).

Kõrgendikud

Vagumuste vahele jäävad kõrgendikud (joonis 1), millest suuremad on Kakumäe, Kopli, Keskkõrgendik, Viimsi, Pirita, Saue, Harku, Valgesoo, Kivimäe, Nõmme, Pääsküla, Põhja-Männiku, Lõuna-Männiku, Sausti-Nõmme, Tõdva, Saire, Kiili, Paekna, Järve, Sõjamäe, Mõigu, Assaku, Rae, Lehmja, Jüri, Kautla ja Harku-Paemurru (Künnapuu jt, 1981). Tekkelt on need voorjad pinnavormid, osaliselt kaljuvoored ja jäänukkõrgendikud.

Võimsaim Ürg-Neeva vete poolt voolitud jäänukkõrgendik on 5–6 km pikkune ja 0,5–1, 5 km laiune kahetasandiline Tallinna Keskkõrgendik (joonis 3). Selle kaguosas kõrgub kuni 22 m suhtelise ja 45,5 m absoluutkõrgusega lavajas Toompea kõrgendik, millest omakorda kagusse jääb 27 m ü.m.p ulatuv ovaalne Tõnismäe kõrgendik. Üldiselt tasase Keskkõrgendiku loodepoolne osa on madalam, jäädes absoluutkõrguste 2–12 m piiresse. Karjamaa, Kalamaja kalmistu, Kalamaja ja Kopli kaubajaama piirkonnas esineb laugeid nõgusid ja kõrgendeid.

Paese kattega on ka Viimsi valda jääv Viimsi kõrgendik. Lubjamäena tuntud pinnavormi pikkus on 3,4 km ja laius 1,6 km. Ordoviitsiumi lubjakivid ulatuvad siin kuni 52,9 m üle merepinna. Kõrgendik on tasase, nõrgalt lõunasse kalduva pealispinnaga, mille põhjaotsas on järsk astang. Tegelikult on astanguid kaks: alumine koosneb purdkivimitest ja ülemine, pisut laugem, lubjakividest. Astanguid eraldab tasane terrass.

Lisaks kahetasandilistele keerukatele kõrgendikele on klindiesisel alal ka lihtsamaid ovaalseid (Kopli) ja piklikke (Kakumägi ja Veskimägi) voorjaid kõrgendikke. Alam-Kambriumi liivakivist ja sinisavist koosneva kuni 13,5 m ü.m.p kõrguva laugenõlvalise Kopli kõrgendiku pikkus on 2,5 km ning maksimaalne

Very deep valleys were found to occur only in the foreklint area. On the limestone plateau the valleys are 10–15 m deep and their slopes are gentle, smoothed and reshaped by glaciers. Actually, these are not river valleys any longer but depressions ploughed by the ice sheet, some of them being only a few metres deep and traceable in a limited area. These are mostly northwest–southeast trending valleys (Saku–Vääna, Rae), but there are also meridionally (Saku–Nõmme, Sausti–Raudalu) and east–west oriented depressions (Nabala–Saku).

Elevations

The biggest hillocks located between the depressions (Figure1) are Kakumäe, Kopli, Keskkõrgendik, Viimsi, Pirita, Saue, Harku, Valgesoo, Kivimäe, Nõmme, Pääsküla, Põhja-Männiku, Lõuna-Männiku, Sausti-Nõmme, Tõdva, Saire, Kiili, Paekna, Järve, Sõjamäe, Mõigu, Assaku, Rae, Lehmja, Jüri, Kautla and Harku-Paemurru (Künnapuu et al., 1981). These are drumlin-like landforms, partially rock drumlins and relict topographic highs.

The most powerful relict topographic high shaped by the waters of the prehistoric Neva River is the 4–5 km long and 0.5–1.5 km wide Central Elevation (Keskkõrgendik) (Figure 3) with the plateau-like Toompea Hillock, 22 m in relative and 45.5 m in absolute height in its southeastern part. Southeast of it, there is the oval-shaped Tõnismägi Hillock projecting 27 m a.s.l. The northwestern part of the generally flat Central Elevation is lower; its absolute height ranging from 2 to 12 m. Gentle-sloped depressions and elevations occur in the area of Karjamaa, Kalamaja Cemetery and Kopli Depot.

The Viimsi limestone hillock in the Viimsi Parish is 3.4 km long and 1.6 km wide. Ordovician limestones are here up to 52.9 metres above sea level. The hillock is flat, its surface has a slight southward inclination, and there is a steep escarpment in the northern part. Actually, there are two escarpments. The lower one consists of clastic rocks, while the upper, a bit more gentle escarpment, is composed of limestone. The escarpments are separated by a flat terrace.

Simple oval-shaped (Kopli) and elongated (Kakumägi and Veskimägi) drumlin-like elevations also occur in the foreklint area. The gentle-sloped Kopli Hillock consists of Lower Cambrian sandstone and blue clays. It is 2.5 km long, has a maximum width of 600 m and rises 13.5 m above sea level. In its northeastern part, there is an abrasion scarp (Figure 4). The northwest–southeast trending Kakumäe Hillock is 4 km long and 1.4 km wide. It has a slightly convex shape and projects 12.7 m a.s.l. There is an abrasion scarp on the northeastern slope, the opposite slope is gentle. The northwest–southeast trending elongated oval-shaped Veskimägi Hillock is located to the southeast from Kakumäe. These two landforms are separated by a wide depression cutting into blue clays.

As early as 1949, Ralf Männil distinguished in his manuscript (Männil, 1949) different types of limestone elevations in the surroundings of Tallinn. The list was afterwards supplemented according how new factual material was obtained (Künnapuu et al., 1984). Based on the ground plan, roundish, oval, egg-shaped oval, elongated and irregular forms are distinguished. Beside simple forms, there are also complex "many-storied" compound forms. All the above-named basic types may have a symmetrical or asymmetrical cross-section, and an irregular, convex or plateau-like surface. According to the longitudinal section, scarp elevations (ending with a scarp in the northern and northeastern part), and elevations with convex

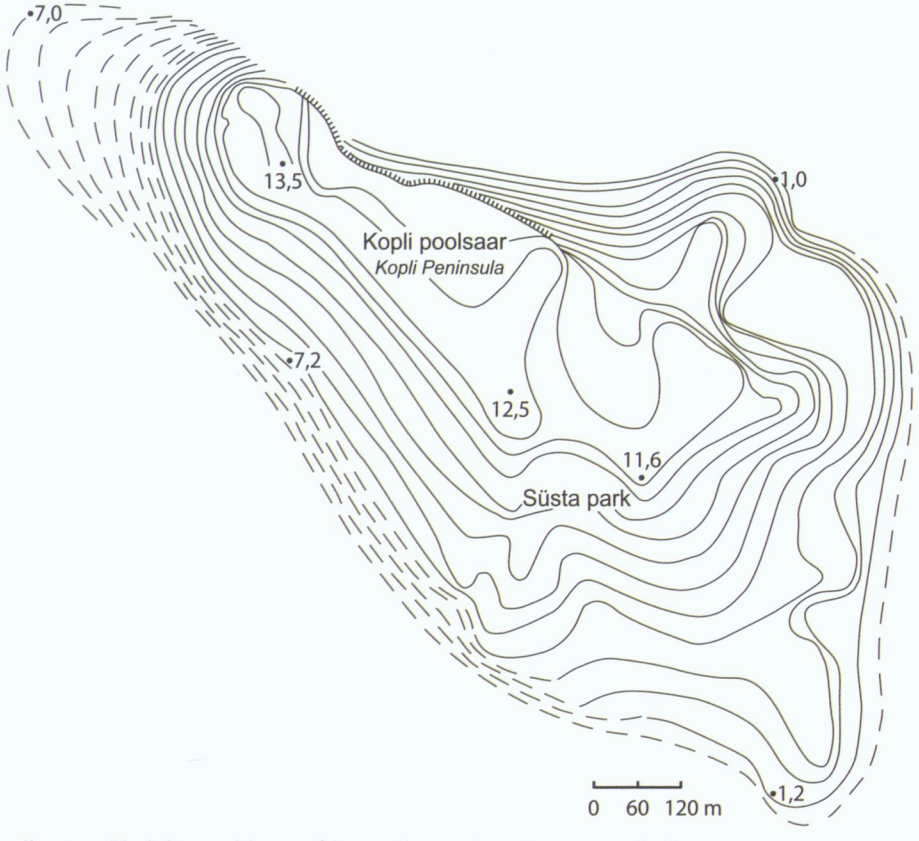
laius 600 m ja selle kirdeotsas on abrasiooniastang (joonis 4). Loode-kagusihilise liivakivise Kakumäe kõrgendiku pikkus on 4 km, laius 1,4 km. Kõrgendik on kergelt kumer ja ta ulatub 12,7 m ü.m.p, selle kirdenõlval on abrasiooniastang, vastasnõlv on aga lauge. Kakumäe kõrgendikust kagus asub loode–kagusihiline piklik-ovaalse kujuga Veskimägi, mis on Kakumäe kõrgendikust eraldatud sinisavisse ulatuva laia nõoga.

Joonis 3. Tallinna Keskkõrgendiku morfoloogia (Künnapuu jt, 1984, täiendustega): 1 – astangud; 2 – isojooned; 3 – absoluutkõrgused. Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 3. Morphology of Tallinn Keskkõrgendik (Künnapuu et al., 1984, with complements): 1 – escarpments; 2 – isolines; 3 – absolute heights. Digitalization: I. Heamägi.

Juba R. Männil eristas oma 1949. aasta käsikirjalises töös (Männil, 1949) Tallinna ümbruses erinevaid paekõrgendike tüüpe. Faktilise materjali juurdetulekul oli võimalik neid tüüpe oluliselt täiendada (Künnapuu jt, 1984). Põhiplaani alusel saab paekõrgendike seas eristada ümarjaid, ovaalseid, munajas-ovaalseid, piklikke

or flat surface are differentiated. In the convex-topped elevation the northern (proximal) part is the highest. Hillocks with a completely flat surface are rare, in most cases the surface is tilted in the distal direction. Irregular and wavy surfaces are also encountered. It seems purposeful to distinguish six types of limestone elevations in Tallinn and its surroundings (Künnapuu et al., 1984). Some morphological characteristics are presented in Table 1.



Joonis 4. Kopli kõrgendiku morfoloogia. Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.
Figure 4. Morphology of the Kopli Hillock. Digitalization: I. Heamägi.

1. Saue type – big "two-storied" hillocks with one or more 4–10 m high convex-topped or plateau-like protuberances or ridges rising from its flat gently sloping basis. This type includes Saue, Harku, Sõjamäe, Lehmja and Jüri hillocks with one or more oval-shaped hummocks on the gently sloping basis. Sõjamägi (51.9 m) and Lehmja (56.5 m) are the highest parts of the Viru–Harju Plateau. The height of the lower plane of the Sõjamäe hillock is 7 m (absolute height 46 m), while the height of the overlying oval protuberance is 8 m, from the foot – 15 m. The biggest two-level hillock is Saue; it is 13.5 km long, 2 km wide, its absolute height is 45.8 m and relative height 17.9 m. Three protuberances with a height

ja korrapäratuid vorme. Peale lihtvormide leidub keerukaid "mitmekorruselisi" liitvorme. Kõigi nimetatud vormide ristprofiil võib olla kas sümmeetriline või ebasümmeetriline ja nende lagi kas korrapäratu, kumer või lavajas. Pikiprofiili alusel eristuvad põhja- ja kirdeosas astanguga lõppevad astangkõrgendikud ja kumera- või tasaselaelised vormid. Kumeralaeliste vormide kõrgem osa paikneb enamasti põhjapoolses (proksimaalses) otsas. Täiesti tasaselaelisi kõvikuid leidub harva, enamasti on nende lagi kaldu distaalses suunas. Leidub ka korrapäratuid ja lainjaid lagesid. Tallinnas ja selle lähiümbruses on otstarbekas eristada 6 tüüpi paekõrgendikke (Künnapuu jt, 1984), millistest mõnede morfoloogilised näitajad on toodud tabelis 1.

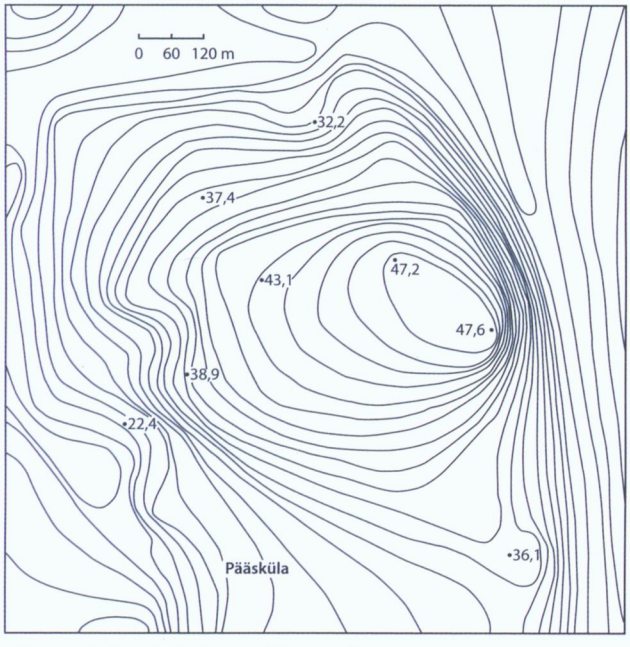
1. Saue tüüp – suured kahetasandilised kõvikud, mille laugenõlvaliselt tasase laega aluselt kõrgub üks või mitu 4–10 m kõrgust kumeralaelist või lavajat kühmu, künnist või seljakut. Sellisteks on näiteks Saue, Harku, Sõjamäe, Lehmja ja Jüri kõrgendikud, kus laugenõlvalisel alusel on üks või rohkem ovaalset kühmu. Sõjamägi (51,9 m) ja Lehmja (56,5 m) on Viru-Harju lavamaa kõrgemad osad. Sõjamäe alumise tasandi kõrgus on 7 m (absoluutkõrgus 46 m), temal oleva ovaalse kühmu kõrgus on 8 m ja jalamilt võetuna 15 m. Kõige suurem kahetasandiline kõrgendik on Saue, mille pikkus on 13,5 km, laius 2 km, absoluutkõrgus 45,8 ja suhteline kõrgus 17,9 m. Loode–kagusihilisel alusel kõrguvad kolm kühmu kõrgusega umbes 9 meetrit. Pisut suurema suhtelise kõrgusega (19 m) on Harku kõrgendik, kuid pindalalt on ta väiksem.
2. Mõigu tüüp – lihtsad ovaalsed kõrgendikud pikkusega 2,5–3,8 km, laiusega 1,5–2,6 km ja absoluutkõrgusega 44,1–47,6 m. Iseloomulikuks esindajaks on 3,0 km pikkune ja 2,0 km laiune ning 11 meetrise suhtelise kõrgusega Mõigu kõvik.
3. Kopli tüüp – munajas-ovaalse põhiplaaniga ebasümmeetriliste nõlvadega lavajad kõvikud. Iseloomulikuks esindajaks on 1,6 km pikkune, loodeosas kuni 100 ning kaguosas 400 m laiune ja 13,5 m absoluutkõrgusega Kopli liivakivikõvik. Selle kirdeosa on järsk, edelanõlv lauge. Kõviku loodeosas on abrasiooniastang.
4. Humala tüüp – pikliku põhiplaaniga ebasümmeetriliste nõlvadega loode–kagusihilised künnised. Kõvikute kirdenõlvad on järsud ja mõnikord astmelised. Edelanõlvad on lauged ja kaetud pinnakattega. Nende laed on lavajad või kergelt kumerad.
5. Rae tüüp – põhja–lõuna- või loode–kagusihilised astangkõrgendikud, milliste põhja- või loodenõlv on lühike ja järsk, lõuna- või kagunõlv aga pikk ja lauge. Ka nende kõvikute lagi on lauge või kergelt kumer ning distaalsuunas madalduv.
6. Assaku tüüp – korrapäratu põhiplaaniga laugenõlvalised lavaja või kergelt kumera laega kõvikud. Iseloomulikuks esindajaks on 4–5 m kõrgune ja 1,0–1,5 km läbimõõduga Assaku kõvik. Tinglikult võib siia lugeda ka 3,0 km pikkuse ja 2,4 km laiusega Pääsküla kõvikut (joonis 5).

Klint

Kõige markantsemaks vana reljeefi vormiks on klint, mis jaotab Tallinna paelavaks ja paelavaesiseks tasandikuks. Linna piires ja selle lähiümbruses on klint suures osas mattunud Kvaternaari setete alla (Künnapuu & Raukas, 1976). Pinnamoes ilmub ta nähtavale liivaga kaetud järsu nõlvana Masina tänava ja Järvevana tee kohal. Siit kirde suunas paekallas järseneb ning Tartu maantee ja Lubja tänava vahel võib näha juba

of ca 9 m rise above the northwest–southeast trending basis. Harku hillock has a bit greater relative height (19 m), but its area is smaller.

2. Mõigu type – simple oval-shaped hillocks, 2.5–3.8 km long, 1.5–2.6 km wide, absolute height 44.1–47.6 m. A characteristic representative is the Mõigu hillock with a relative height of 11 m. Its length is 3.0 km and width 2.0 km.
3. Kopli type – plateau-like hillocks with an egg-shaped oval ground plan and asymmetrical slopes. A typical representative is the 1.6 km long Kopli sandstone hillock. Its northwestern part is up to 100 m and the southeastern part 400 m wide, absolute height 13.5 m. The northeastern part is steep, the southwestern slope is gentle. In the northwestern part of the hillock, there is an abrasion scarp.
4. Humala type – northwest–southeast trending ridges with an elongated ground plan and asymmetric slopes. The northeastern slopes are steep. The southwestern slopes are gentle and covered with Quaternary deposits. The surface is plateau-like or slightly convex.
5. Rae type – scarp elevations of north–south or northwest–southeast orientation, the northern or northwestern slope is short and steep, the southern or southeastern slope is long and gentle. The gentle or slightly convex surface lowers in the distal direction.
6. Assaku type – hillocks with an irregular ground plan, gentle slopes and plateau-like or slightly convex surface. A typical representative is the Assaku hillock; its height is 4–5 m and diameter 1.0–1.5 km. Conventionally, the 3 km long and 2.4 km wide Pääsküla hillock may also be referred to this group (Figure 5).



Joonis 5. Pääsküla kõrgendiku morfoloogia. Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 5. Morphology of the Pääsküla hillock. Digitalization: I. Heamägi.

Klint

This is the most impressive bedrock form, which divides Tallinn into a limestone plateau and a foreklint lowland. In the territory of Tallinn and its immediate vicinity most of the klint is buried under Quaternary sediments (Künnapuu & Raukas, 1976). In the topography it becomes visible as a steep sand-covered slope at Masina Street and Järvevana Road. In a northeasterly direction the limestone escarpment turns steeper and in the area of Tartu Road and Lubja Street the first limestone outcrops appear. In Tallinn the

esimesi lubjakivi paljandeid. Klint esineb Tallinnas enamasti kahe astanguna, mille vahele jääb kuni 400 m laiune terrass. Klindi ülemise astangu moodustab tavaliselt 3–4 m kõrgune lubjakivijärsak ja selle all asetsev 5–8 m kõrgune rusukalle; alumine astang on aga 4–5 m (Maarjamäel maksimaalselt 14–15 m) kõrgune liivadega kaetud liivakivist nõlv. Alumine liivakiviastang on eriti reljeefne Maarjamäel, kus on ka tema suurim suhteline (30 m) ja absoluutkõrgus (47 m ü.m.p). Maarjamäelt alates pöördub klint järsult itta. Kose teega paralleelselt kulgev Alam-Kambriumi liivakividest alumine astang madaldub ja kaob peagi. Ülemine astang on väga sopilise kujuga ning temagi madaldub ja laugub ida suunas kuni kaob vaateväljalt hoopis.

Tallinna ja selle lähiümbruse aluspõhja pealispinna reljeefi põhijooned kujunesid välja mandrijäätumise eelse kulutusperioodi jooksul. Sel ajal moodustusid Põhja-Eesti klint, Toompea kõrgendik ja aluspõhja lõikunud sügavad vagumused. Kvaternaaris lihvis varasemat pinnamoodi mandrijää, kusjuures iga uus pealetungiv liustik hävitas või kujundas seda ümber. Nüüdisajal aluspõhja pealispinna reljeefis esinevad arvukad vaondid ja kõrgendikud on oma lõpliku näo saanud viimasel Weichseli (Järva) jäätumisel. Valdav osa aluspõhja kõvikuid on kujunenud mitme geoloogilise teguri koosmõjul, kusjuures iga konkreetse vormi juures on olnud erinevate geoloogiliste protsesside osakaal erinev. Loomulikult ei tohi alahinnata ka inimese osa, kelle tegevuse jälgi näeb teede- ja elamuehituse näol kõikjal.

Kasutatud kirjandus

Künnapuu, S. & Raukas, A. 1976. Pinnamood ja pinnakate. Tallinna ajalugu 1860-ndate aastateni. Eesti Raamat, Tallinn, 20–36.

Künnapuu, S., Raukas, A. & Tavast, E. 1981. Tallinna ja tema lähema ümbruse aluspõhja reljeef. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 30, 4,167–172 (vene k).

Künnapuu, S., Raukas, A. & Tavast, E. 1984. Aluspõhja kesk- ja väikevormide morfoloogiast ja kujunemisest. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1980. Valgus, Tallinn, 38–48.

Männil, R. 1949. Andmed Tallinna aluspõhja reljeefi ja selle osatähtsuse kohta ENSV mandriosa pinnamoes. Käsikiri Tartu Ülikoolis.

Overeem, I., Weltje, G. J., Bishop-Kay, C. & Kroonenberg, S. B. 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? Basin Research 13. Blackwell Science Ltd., 293–312.

Sepp, E. 2002. Tallinna vesi eile, täna, homme. Rebellis AS, Tallinn, 244 lk.

Tavast, E., Raukas, A. & Künnapuu, S. 1983. Tallinna vanadest mattunud vagumustest. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 32, 2, 79–85 (vene k).

Tšeban, E. 1978. Põhjavee tehisvaru loomise võimalustest Eestis. Heinsalu, Ü. (toim). Põhjavee kasutamisest ja kaitsest Eesti NSV-s. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Looduskaitse Komisjon, Tallinn, 30–43.

Vaher, R., Miidel, A., Raukas, A. & Tavast, E. 2010. Ancient valleys in the City of Tallinn, their genesis and practical importance. Estonian Journal of Earth Sciences, 59, 1, 37–48.

klint occurs in the form of two escarpments with a 400 m wide terrace between them. The upper escarpment is usually represented by a 3–4 m high limestone scarp with a 5–8 m high talus below it. The lower escarpment is 4–5 m (at Maarjamäe up to 14–15 m) high sandstone slope covered with sand. The lower sandstone slope is particularly impressive at Maarjamäe, where it reaches its maximum relative height (30 m) and greatest absolute height (47 m a.s.l.). Starting from Maarjamäe, the klint turns abruptly to the east. The lower escarpment, which consists of Lower Cambrian sandstone and runs parallel to Kose Road, turns lower and soon disappears entirely. The upper escarpment is extremely jagged and it also lowers towards the east until disappears entirely from sight.

The main features of the bedrock topography in Tallinn and its immediate neighbourhood developed during the course of preglacial denudation period. Already at that time the North Estonian Klint, Toompea hillock and the depressions cutting deep into the bedrock formed. In the Quaternary, the continental ice shaped the earlier topography; each advancing glaciers destroyed or reshaped the underlying relief. The abundant depressions and hillocks occurring at the present time in the upper surface of the bedrock attained their final form during the last Weichselian (Järva) glaciation. The majority of bedrock hills have developed under the joint effect of different geological agents, the share of which differed with different geological formations. Naturally, we cannot underestimate the role of humans who have left their traces everywhere in the form of roads and constructions.

Tabel 1 ***Table 1***

Kõrgendiku nimi *Name of the elevation*	**Pikkus, km** *Lenght, km*	**Laius, km** *Width, km*	**Absoluutne kõrgus, m** *Absolute height, m*	**Suhteline kõrgus, m** *Relative height, m*
Saue	13,5	2,0	45,8	17,9
Harku	6,5	2,2	46,1	19,0
Viimsi	3,4	1,6	52,9	21–26
Sõjamäe	3,5	1,2	42–52,6	8,0
Jüri	5,0	2,5	56,5	9,4
Kakumägi	4,0	1,4	15,0	12,7
Veskimägi	1,3	0,4	17,3	9,0
Kurna	1,8	0,4	38,6	8,0
Karjaküla	1,7	0,3	43,4	11,0
Humala	2,9	0,3	32,8	12,5
Harku-Paemurru	1,2	0,7	46,0	7,4
Kadaka	1,2	0,5	27,5	5,5
Rae	0,4	0,3	48,9	6,3

Tallinna pinnamood ja pinnakate

Anto Raukas

Tallinna pinnamood ja pinnakate on kujunenud pika geoloogilise ajaloo vältel Maa sisejõudude ja erinevate välistegurite mõjul. Välisteguritest tuleb esmajoones nimetada mandrijää, merelainete ja vooluvete osa, millele viimastel sajanditel on lisandunud inimmõju. On ju enamus Tallinna looduslikke pinnavorme teede ja elamuehituse käigus suuremal või vähemal määral ümber kujundatud või mattunud kultuurikihi alla. Tehnogeensete setete paksus ulatub bastionide (Lindamägi, Harjumägi, Suur Rannavärav jt) kohal 15 meetrini, mujal on see tavaliselt 1–8 meetri piires. Toompeal ja Vabaduse väljakul on kultuurikihi paksus 2–8 m, Rataskaevu ja Suur-Karja tänava rajoonis 2,5–6 m, Viru väljaku ümbruses 2–2,5 m (Künnapuu & Raukas, 1976).

Lavamaa pinnavormid

Geomorfoloogiliselt jaguneb Tallinna territoorium paelavaks ja paelavaesiseks tasandikuks (joonis 1), nende piiriks on Põhja-Eesti klint (Tammekann, 1934). Tasase pinnamoega paelava kõrgus on keskmiselt 40–44 m. Suurimad kõrgused on Sõjamäel (52,6 m) ja Mõigus (kuni 47 m). Lavamaal on väike lõuna- ja kagusuunaline kallak. Ta on liigestatud arvukate madalate nõgude ja kõrgendikega (Künnapuu jt, 1981, 1984). Nõgudes paiknevad kohati sood (Tondi, Sõjamäe, Rae).

Rabad

40–41 m absoluutkõrgusega Tondi raba asub Narva maantee ja Peterburi maantee vahelisel alal. Raba pindala oli 116 ha ja turbakihi paksus kuni 4,5 meetrit. 1983. aastal avastati Tondi rabast turba ja järvelubjakihi alt paeselt pinnalt meteoriidi löögijälg.

Sõjamäe raba asub Peterburi maantee ja raudtee vahelisel alal, tema pindala on 102 ha ja turbakihi paksus kuni 6,7 m. Rabast oli väljavool Kohaoja (ka Hundikuristiku oja) kaudu, mis aga hävines seoses Lasnamäe elamurajooni rajamisega. Sealt saab alguse ka Ruunaoja, mis suubub Pirita jõkke. Rabas on olnud linna prügimägi, praegu on raba valdavalt Sõjamäe tööstuspiirkonna all.

Raudteest lõunasse Mõigu, Lagedi ja Assaku küla vahele jääb Rae raba, mis on soostunud ala kaudu Sõjamäe rabaga ühenduses. Raba pealispinna absoluutne kõrgus on kuni 42 m ja turbakihi paksus kuni 6,8 m. Raba edelaserva läbib Pirita–Ülemiste kanal. Sõjamäe, Tondi ja Rae rabast on toodetud kütte- ja alusturvast.

Klindineemikud

Tasane Lasnamäe klindineemik jääb Ülemiste järve ja Pirita oru vahele. Tema pikkus põhjast lõunasse on 4,5 km ja läänest itta 5,5 km. Ala põhjaosa on praktiliselt pinnakatteta. Lasnamäe lademe lubja- ja dolokive katab vaid mõnekümne sentimeetri paksune rähkmuld, vahel pole sedagi. Kui jätta arvestamata paemurdude täiteks veetud kultuurikihti (paksusega kuni 9 m), siis ületab pinnakatte paksus siin harva ühte meetrit.

Järve klindineemik on üsna lühike ja lai poolsaaretaoline pinnavorm Ülemiste järve ja Tuisu tänava vahel, mille kõrgus ulatub kuni 34 m ü.m.p. Teda piiritlev

Topography and the Quaternary cover of Tallinn

Anto Raukas

The topography and Quaternary cover of the Tallinn area have developed during a long geological period under the joint effect of the endogenic and exogenic factors. The latter include the continental ice, sea waves and running waters, during the last centuries also human activity. Most of the natural landforms in Tallinn have been altered to a lesser or greater extent during the construction of roads and buildings or buried under the cultural layer. On the bastions (Linda Hill, Harju Hill, Great Coast Gate) the thickness of technogenic sediments reaches 15 m, being 1–8 metres on an average. The thickness of the cultural layer is 2–8 m on Toompea Hill and Vabaduse (Liberty) Square, 2.5–6 m in the area of Rataskaevu and Suur-Karja streets and 2–2.5 m in the surroundings of Viru Square (Künnapuu & Raukas, 1976).

Plateau landforms

Geomorphologically, the area of Tallinn is divided into a limestone plateau and a lowland in front of it (Fig. 1) with the North Estonian Klint serving as their boundary (Tammekann, 1934). The average height of the flat limestone plateau is 40–44 m. Its highest points are at Sõjamäe (52.6 m) and Mõigu (47 m). The plateaeu has a slight southern and southeastern inclination. It is dissected by numerous shallow depressions and hillocks (Künnapuu et al., 1981, 1984). Frequently, there are bogs in the depressions (Tondi, Sõjamäe, Rae).

Bogs

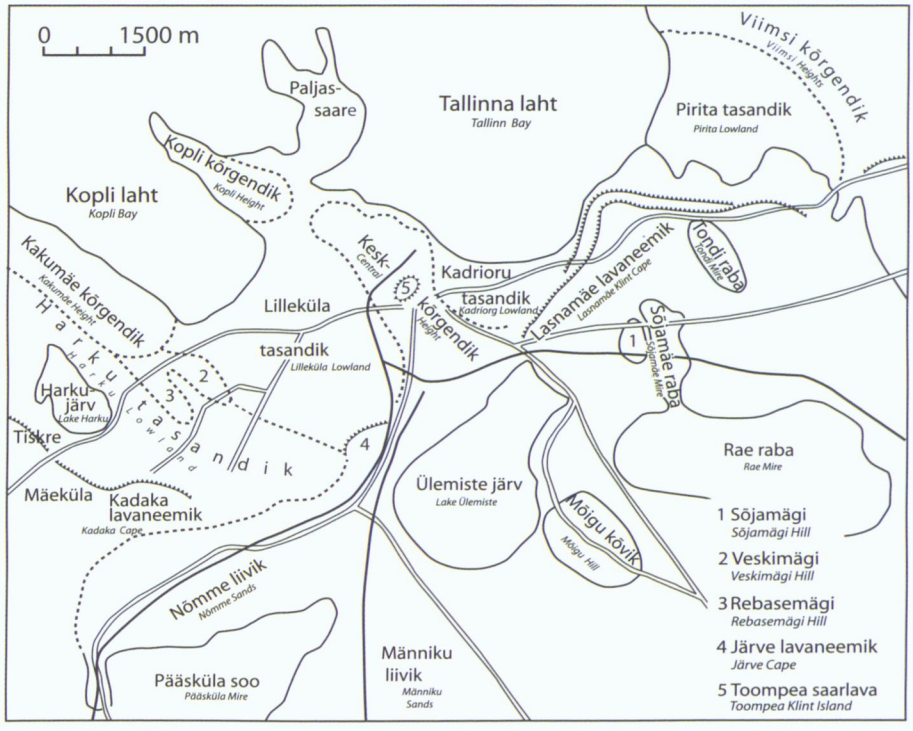
Tondi Bog with an absolute height of 40–41 m is located between Narva Road and Peterburi Road. Its area is 116 hectares and the thickness of the peat layer 4.5 m. In 1983, traces of meteorite impact were discovered on the surface of limestone under the peat and lacustrine lime layer.

Sõjamäe Bog between Peterburi Road and the railway is 102 hectares in area and the thickness of the peat layer is up to 6.7 m. The bog had an outflow through the Kohaoja Brook (known also as the Hundikuristik Brook), but it was destroyed in the course of the construction of a large dwelling area on Lasnamäe. The Ruunaoja Brook, which flows into the Pirita River, starts also from Sõjamäe Bog. Once the bog served as a dumping ground for town people, but now most of Sõjamäe is an industrial area.

Rae Bog (1092 ha) south of the railway between Mõigu, Lagedi and Assaku villages is connected with Sõjamäe Bog via a paludified area. Most of the bog is in the Rae Parish. The absolute height of the bog's upper surface is up to 42 m and the thickness of the peat layer up to 6.8 m. Pirita–Ülemiste channel runs through the southwestern margin of the bog. In Sõjamäe, Tondi and Rae Bogs peat has been produced for fuel and litter.

Klint capes

The flat Lasnamäe Klint Cape is situated between Lake Ülemiste and the Pirita Valley. Its length is 4.5 km from north to south and 5.5 km from west to east. In the northern part of the area the Quaternary cover is practically missing. The



Joonis 1. Tallinna pinnamoe peamised morfoloogilised ühikud (Künnapuu & Raukas, 1976 järgi). Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 1. Main morphological units of Tallinn topography (according to Künnapuu & Raukas, 1976). Digitalization: I. Heamägi.

klint on pinnamoes halvasti jälgitav ja ka paas avaneb vaid kohati, olles kaetud mere- ja tuulesetetega. Alevi ja Kohila tänava vahel paikneb piki Pärnu maanteed madal aluspõhjaline kõrgendik, mille taha jääb 60,7 ha suurune Järvevana soo, kus turba paksus on kohati üle 4 meetri (Künnapuu, 1968). Soosetted on suures osas kaetud tuiskliivadega. Esineb ka luiteid, mis on tuntud Ülemiste ja Järve luidetena. Luitestik on kirde–edela sihiline ja paikneb Ülemiste järve loodekaldal. Luiteaheliku pikkus on 4,2 km, luidete kõrgus ulatub 7 meetrini.

Ülemiste järv

Ülemiste (ka Järveküla, Mõigu, Kuninga ja Paberijärv) on Tallinna suurim siseveekogu. Järv paikneb kuni 15 m sügavuses nõos, mille keskosa läbib lai lamedalaeline edela–kirdesihiline 2–3 m kõrgune liivakünnis (Kessel, 1979; Saarse & Arbeiter, 1979). Künnise ning järve läänekalda vahel asub kaldaga rööpne nõgu. Mujal on järve põhi tasane. Järve kõrgus merepinnast on normaalveeseisu korral 36,6 m, pindala 9,75 ruutkilomeetrit, kaldajoon 15,3 km, pikkus 4,8 km, laius 3,2 km ja suurim sügavus 5,2 m. Järv on Tallinna peamine joogiveeallikas, kus vee hulk on 32,87 miljonit kuupmeetrit (Tallinna Entsüklopeedia, kd 2, lk 346). Vesi vahetub keskmiselt 1,2 aasta jooksul. Veemahu suurendamiseks on rajatud veehaardesüsteem, mis saab alguse Pärnu jõe ülemjooksult ning hõlmab ka Jägala,

limestones and dolostones of the Lasnamäe Stage are covered with a thin layer of gravelly soil, some tens of centimetres in thickness, but in some places it is entirely lacking. Leaving aside the up-to-9m-thick cultural layer, which was transported here to fill the exhausted limestone quarries, the thickness of the Quaternary cover seldom exceeds a metre.

The Järve Klint Cape is a relatively short and wide peninsula-like landform between Lake Ülemiste and Tuisu Street. Its height is 34 m a.s.l. The bordering klint is poorly traceable in the topography and also the limestone crops out occasionally being mostly covered with marine and aeolian sediments. A low bedrock hillock occurs on Pärnu Road between Alevi and Kohila streets. Behind the hillock, there is Järvevana Bog, 60.7 hectares in area, where the thickness of the peat layer occasionally exceeds 4 m (Künnapuu, 1968). A great part of bog sediments is covered by aeolian sand. The dunes occurring in this area are known as the Ülemiste and Järve dunes. The dune field is of northeast–southwest orientation and is located on the northwestern shore of Lake Ülemiste. The dune ridge is 4.2 km long and the height of the dunes reaches 7 metres.

Lake Ülemiste

Lake Ülemiste (also Järveküla, Mõigu, Kuninga and Paberijärv) is the largest inland body of water in Tallinn. The lake is located in a 15 m deep depression. A wide flat-topped 2–3 m high sand ridge of southwest–northeast orientation runs through the central part of the lake (Kessel, 1979; Saarse & Arbeiter, 1979). Between the sand ridge and the western shore of the lake, there is a depression running parallel to the shore. Elsewhere the lake floor is flat. During normal water stand the lake has a height of 36.6 m a.s.l. Its area is 9.75 sq km, shoreline 15.3 km, length 4.8 km, width 3.2 km and the greatest depth 5.2 m. The lake is the main drinking water source for Tallinn and holds some 32.87 million cu m of water (Tallinn Encyclopedia, vol. 2, p. 346). The average residence time of lake water is 1.2 years. To increase the water volume, a system of water intake areas was elaborated; it starts from the upper reaches of the Pärnu River and includes also the drainage areas of the Jägala, Pirita and Soodla rivers. The system embraces 6 water reservoirs (Vaskjala, Paunküla, Soodla, Raudoja, Aavoja and Kaunissaare) and 8 channels with a total length of 66.9 km. The shores of Lake Ülemiste are shallow, prevailingly sandy or peaty. There are some 14 million cu m of bottom sediments and floating lake mud in the lake. The mud layer has an average thickness of 2.1 m, occasionally it is 8.5 m thick. Lacustrine lime occurs in the southern part of the lake. At the present time the lake is overgrowing. The process is particularly intensive in the southwestern part of the lake where a several metre thick peat layer has accumulated. There is no doubt that natural development of the lake would lead to its filling with mud and overgrowing. To avoid this, it is regularly cleaned from mud, which improves the quality of water and increases its amount in the lake.

Sand fields

The essential landforms on the plateau are sand fields, more precisely, glaciofluvial deltas, which accumulated in the ice-dammed lake (Fig. 2). The Nõmme delta is located between the Mustamäe escarpment, Pääsküla Bog and Raudalu esker. It is more than 5 km long and ca 2 km wide. The surface lowers from north (50–51 m a.s.l.) to south (40 m a.s.l.). The thickness of fluvioglacial gravels and sands is 20–25 m, they are overlain by aeolian or bog sediments, occasionally erratic boulders

Pirita ja Soodla jõgikonna. Süsteemis on 6 veehoidlat (Vaskjala, Paunküla, Soodla, Raudoja, Aavoja ja Kaunissaare) ning 8 kanalit kogupikkusega 66,9 km. Ülemiste järve kaldad on madalad, valdavalt liivased või turbased. Põhjasetteid ja hõljuvat järvemuda on 14 miljonit kuupmeetrit, mudakiht on keskmiselt 2,1, kohati kuni 8,5 m paks. Järve lõunaosas on leitud ka järvelupja. Järve praegust arengut iseloomustab kinnikasvamine. See protsess kulgeb eriti intensiivselt veekogu edelaosas, kuhu aja jooksul on tekkinud mitme meetri paksune turbalasund. Pole kahtlust, et loomuliku arengu tulemusel täituks järv peagi mudaga ja kasvaks täielikult kinni. Sellest hoidumiseks puhastatakse järve regulaarselt mudast, mis parandab vee kvaliteeti ja suurendab vee hulka järves.

Liivikud

Lavamaa olulisteks pinnavormideks on liivikud, täpsemalt jääpaisjärves kuhjunud glatsiofluviaalsed deltad (joonis 2). Nõmme delta asub Mustamäe astangu, Pääsküla raba ja Raudalu oosi vahel, tema pikkus on üle viie, laius ligikaudu 2 km. Pealispind madaldub põhjast (50–51 m ü.m.p) lõunasse (40 m ü.m.p). Liustikujõe kruusade ja liivade paksus on 20–25 m, neid katavad tuule- või soosetted, kohati leidub triivjääga kohale kantud rändrahne. Delta põhjapiiriks on Mustamäe järsk nõlv. Pinnamood on üldiselt tasane, kuid põhjaosas kõrguvad kaks 10–14 m kõrgust luiteahelikku, mistõttu siin, astangu pervel suure suusahüppetorni lähedal on Tallinna kõrgeim maapinna punkt (63,6 m ü.m.p). Nõmme liivikutel pinnasesse imbunud vesi tuleb astangu jalamil maapinnale ligi 30 veerohke allikana. Nende ümbruses on moodustunud omapärase taimestikuga allikasookesed ja lodumets. Mustamäe nõlv märgib mandrijää serva asukohta viimase jäätumise Palivere staadiumi ajal (umbes 11 200 ^{14}C aastat tagasi). Liustiku järsku kontaktnõlva on hiljem murrutanud Joldiamere ja Antsülusjärve lained.

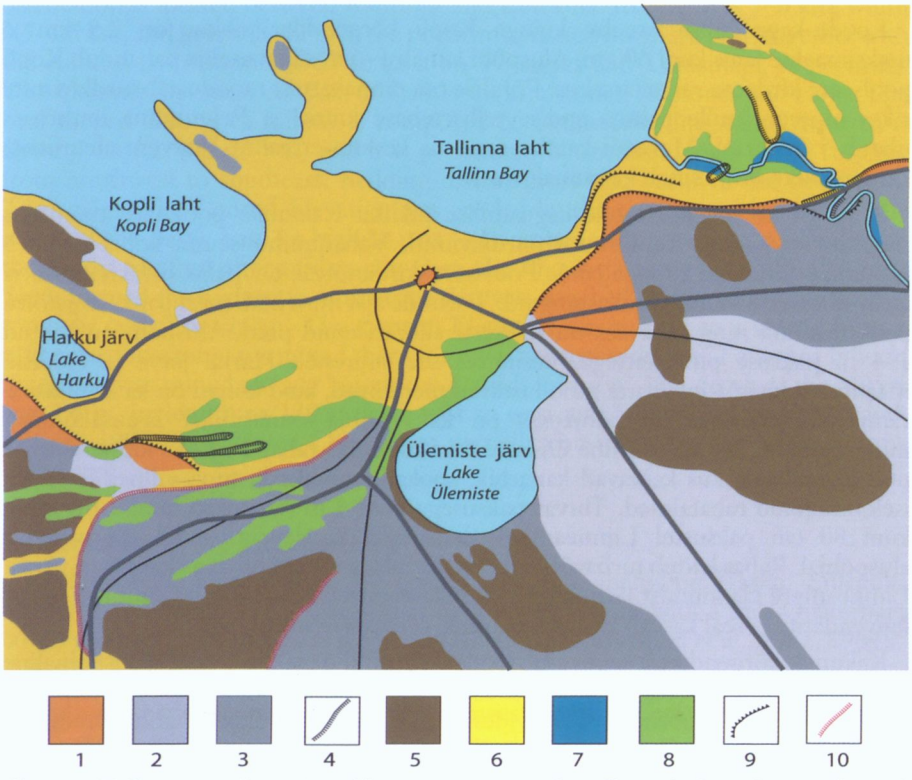
Nõmme deltast kagusse jääb ida suunas madalduv 40–52 m absoluutse kõrgusega tasase lae ja järsu läänenõlvaga Männiku liivik, Tallinna ümbruse tähtsaim liivamaardla, kus varu on veel vähemalt 5,5 miljonit kuupmeetrit. Liiva on siit ammutatud juba 1939. aastast, karjääri ammendatud osadesse on tekkinud järved. Liivik ulatub Nõmmelt Sakuni, tema keskosa on soostunud. Männiku liiviku setted on jämedateralisemad kui Nõmme liivikus ja ka rahne on rohkem. Liivade ja kruusade all leidub siin viirsavi, mis kõneleb liustiku ajutisest pealetungist Palivere staadiumi ajal. Sellele viitavad ka rohked liivades–kruusades olevad liustikusurvelised lasumusrikked (kurrud ja murrangud). Männiku liivakarjääride tehasepoolses otsas asuval kaevandamata jääksaarel paikneb Tallinna suurim – Männiku hiidrahn, mille maht on 238 kuupmeetrit, ümbermõõt 34,3, pikkus 14,3, laius 7,3 ja kõrgus 6,6 m (Künnapuu, 1974). Tallinnas on rohkesti suuri rändrahne. S. Künnapuu on rohkem kui kümnemeetrise ümbermõõduga rahne loetlenud siin üle saja.

Kõrgendikud

Oma geoloogiliselt ehituselt on lavamaa osaks ka Tallinna Keskkõrgendik (joonis 1), mis eraldus lavamaast tõenäoliselt Ürg-Neeva voogude kulutusel, kui see jäi möödanikus kahe jõeharu vahele. See loode–kagusihiline aluspõhjakõrgendik asub Kadrioru ja Lilleküla vahel, tema pikkus on 5–6, laius 0,5–1,5 km, kõrgus loodes ja põhjas valdavalt 8–12, Toompeal ja Tõnismäel koos kultuurikihiga vastavalt kuni 48 ja 27 m ü.m.p. Keskkõrgendik koosneb Kambriumi liivakividest, aleuroliitidest ja savidest, ovaalne Toompea saarlava aga Ordoviitsiumi lubjakividest. Toompea pindala on ligi 7 ha (u 400×250 m) ja seda läbivad loodest kagusse kaks

transported by the ice sheet are encountered. The steep Mustamäe slope serves as the northern boundary of the delta. The topography is generally flat, but in the northern part, there are two 10–14 m high dune ridges. The highest point of Tallinn (63.6 m a.s.l.) is just here, on the edge of the escarpment near the ski jump tower. The water, which had percolated into the ground in the Nõmme delta flows to the land surface at the foot of the escarpment in the form of 30 water-rich springs. Around the springs, spring fens and swamp forest with a peculiar vegetation occur. Mustamäe slope marks the location of the ice margin during the Palivere Stage of the last glaciation (ca 11 200 ^{14}C years ago). The steep contact slope of the glacier was afterwards eroded by the waves of the Yoldia Sea and Ancylus Lake.

The Männiku delta with a flat surface and steep western slope is located southeast of the Nõmme delta. Its absolute height ranges from 40 to 52 m and decreases in the eastern direction. This is the most important sand deposit in the surroundings of Tallinn. Its present reserves are estimated at 5.5 million cu m. Sand has been excavated here since 1939. Lakes have formed in the mined-out areas. The delta



Joonis 2. Tallinna pinnakate: 1 – rähk; 2 – moreen; 3 – glatsiofluviaalsed setted; 4 – põiksääred, maasääred, rannavallid; 5 – soosetted; 6 – merepõhjasetted; 7 – jõesetted; 8 – tuiskliivad; 9 – klint ja mattunud klint; 10 – liivikute järsud nõlvad (Künnapuu & Raukas, 1976 järgi). Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi.

Figure 2. Quaternary cover of Tallinn: 1 – gravel; 2 – till; 3 – glaciofluvial sediments, 4 – bay-mouth bars, spits, beach ridges; 5 – bog sediments; 6 – sea floor sediments; 7 –fluvial sediments; 8 – wind-blown sand; 9 – klint and buried klint; 10 – steep slopes of sand fields (according to Künnapuu & Raukas, 1976) . Digitalization: I. Heamägi.

tektoonilist rikkevööndit. Lasumusrikkeid on ka Tõnismäe aluspõhjakivimites. Keskkõrgendikku on kulutanud mandrijää ja Läänemere lained. Tema kõrgeim osa – Toompea – tekkis saarekesena Joldiamerest ja hiljem taas Antsülusjärvest. Litoriinamere ajal moodustas Toompea kõrgema neemeotsa, mida ühendas mandriosa pankrannikuga üle Tõnismäe kitsas tombolo. Keskkõrgendikku on tugevasti mõjutanud inimtegevus, sealt on murtud paasi linnaehituseks. Paasi hakati Toompeal murdma juba enne taanlaste tulekut. Omaaegse paemurru sügavus oli kuni 3,6 m, pikkus idast läände umbes 120 m, põhjast lõunasse aga 50 m (Miidel, 1997). Toomkirikki on osaliselt vana paemurru põhjale rajatud.

Pinnavormid klindiesisel alal

Klindiesisel alal paiknevad Harku, Lilleküla, Kadrioru ja Pirita tasandik (joonis 1) ning rida õhukese pinnakattega kaetud aluspõhjalisi kõrgendikke, millest suuremad on Kopli ja Kakumäe (Künnapuu jt, 1981, 1984).

Aluspõhjalised kõrgendikud

Loode–kagusihilise ovaalse kujuga Kopli kõrgendiku pikkus on 2,5 km ja maksimaalne laius kuni 600 m. Aluspõhi lamab 1–6 m sügavusel ja paljandub Kopli poolsaare kirdeosa rannajärsakus. Põhilise osa pinnakattest moodustab tardkivimite rikas moreen, mille paksus endise tellisetehase juures ja Pelguranna ümbruses ulatub 5 meetrini. Moreeni katab peene- ja keskmiseteraline (harvem aleuriitne) Limneamere liiv. Esineb ka rannakruusa.

Kuni 15 m kõrguse loode–kagusihilise pikliku Kakumäe poolsaare tuumaosa moodustavad Alam-Kambriumi purdkivimid, Vabaõhumuuseumi kohal paikneb Kakumäe kihistiku tüüppaljand. Poolsaare kirdenõlval on palju liivakividesse ja aleuroliitidesse murrutatud astanguid. Tormide ajal murrutab meri panka, mistõttu pank taandub ning selle ees on rohkesti allavarisenud puid. Aluspõhi on kaetud 1–4 m paksuse pinnakattega, kusjuures see suureneb Harku järve ja Paldiski maantee suunas. Pinnakatte moodustavad mereliivad, kuid kohati on ka kruusaseid rannavalle. Kõrgendiku põhjaosas on kaks põhja–lõunasihilist kruusakünnist, mille vahel on 146 ha suurune Õismäe (ka Kakumäe) raba. Tegu on kumeralaelise puis-älverabaga, kus kasvavad kanarbik, sookail, vaevakask, tupp-villpea ja teised iseloomulikud rabataimed. Turvas paksusega kuni 4 m (enamasti kuni 2 m) lasub kuni 80 cm paksustel Limneamere aleuriitidel ja aleuriitliivadel või vahetult aluspõhjal. Rabas leidub turbavõtuauke. Raba tekkis umbes tuhat aastat tagasi pärast Limneamere taandumist jäänukjärve kinnikasvamisel. Nüüdseks on suur osa rabast kuivendatud ja seal kasvab kõdusoomännik, servas kasemets.

Kakumäe kõrgendikust kagus asub loode–kagusihiline piklik-ovaalne aluspõhjaline Veskimägi, mille pikkus on 4, km laius 1,4 km ja kõrgus kuni 12,7 m ü.m.p. See koosneb Alam-Kambriumi liivakividest, mida katab tardkivide rohke moreen, millest annavad tunnistust rohked rändkivid, mis moodustavad looduskaitse aluse Veskimäe kivikülvi. Kõrgendik kerkis veest Litoriinamere lõpul umbes 4300 a tagasi. Veskimäest lõunasse, Kadaka ja Tammsaare tee piirkonda jääb madal ovaalne kruusakünnis, nn Joostimägi, ja edelasse, loomaaia lõunaossa, liivane Rebastemägi.

Tasandikud

Harku loode–kagusihiline meretasandik asub Tiskre–Kadaka paekalda, Nõmme liiviku ja Veskimäe kõrgendiku vahel. Pikkust on tal umbes 7 ja laiust

extends from Nõmme as far as Saku, its central part is paludified. The sediments of the Männiku delta are coarser-grained than those of the Nõmme delta, also erratics are more numerous here. The occurrence of varved clay below sand and gravel suggests a short-term advance of the glacier during the Palivere Stage. Evidence is also derived from numerous bedding disturbances (folds and faults) in sand and gravel generated by the pressure of ice. On an unmined "relict island" of the Männiku sand quarries, there is the biggest erratic boulder of Tallinn. Its volume is 238 cu m, circumference 34.3 m, length 14.3 m, width 7.3 m and height 6.6 m (Künnapuu, 1974). Tallinn is rich in erratic boulders. Sulev Künnapuu has counted more than a hundred boulders with the circumference greater than 10 metres.

Elevations

In terms of its geological structure, the Central Elevation (Keskkõrgendik) of Tallinn (Fig. 1) is also part of the plateau. In all likelihood, it isolated from the plateau as a result of the erosion by the ancient Neva River, and remained between two river branches in the past. This bedrock elevation of northwest–southeast orientation is located between Kadriorg and Lilleküla. Its length is 5–6 km, width 0.5–1.5 km, and height 8–12 m in the northwestern and northern part; together with the cultural layer 48 m and 27 m a.s.l. on Toompea and Tõnismägi, respectively. The Central Elevation consists of Cambrian sandstones, siltstones and clays. The oval-shaped Toompea hillock is composed of Ordovician limestones. Its area is about 7 ha (ca 400×250 m) and it is penetrated by tectonic crush zones running from northwest to southeast. Bedding disturbances also occur in the bedrock of Tõnismägi. The Central Elevation was eroded by the continental ice and by the waves of the Baltic Sea. Its highest part – Toompea – emerged as an island from the Yoldia Sea and afterwards again from the Ancylus Lake. During the Litorina Sea it formed the higher tip of the cape that was attached to mainland via a narrow tombolo over Tõnismägi. The Central Elevation was subject to a strong human influence; limestone was mined there for town construction. On Toompea hillock, limestone was mined already before the Danish invasion. The depth of the quarry was 3.6 m, its length ca 120 m from east to west and 50 m from north to south (Miidel, 1997). The Dome Church was partially constructed at the bottom of the old quarry.

Landforms in the foreklint area

In the foreklint area, there are several lowlands, including Harku, Lilleküla, Kadriorg and Pirita (Fig. 1), as well as bedrock elevations with a thin Quaternary cover; the biggest of those are Kopli and Kakumäe (Künnapuu et al., 1981, 1984).

Bedrock elevations

The oval-shaped Kopli elevation of northwest–southeast orientation has a length of 2.5 m. Its maximum width is 600 metres. The bedrock is at a depth of 1–6 m and is exposed in the coastal scarp in the northeastern part of Kopli Peninsula. The Quaternary cover consists mainly of till rich in magmatic rocks. In the vicinity of a former brick factory and in the Pelguranna area it is up to 5 m thick. The till is overlain by fine- and medium-grained (occasionally silty) Limnea Sea sand. Beach gravel also occurs.

The core of the up-to-15-m-high northwest–southeast trending Kakumäe Peninsula is composed of Lower Cambrian clastic rocks. The key outcrop of the

2,5 km. Tasandik asub kuni 145 m sügavuse Harku mattunud vagumuse kohal. Selle kõrgemat kaguosa (Nõmme liiviku jalamil 35 m ü.m.p) eraldab madalamast loodeosast Kadaka tee lähedal paiknev Limneamere murrutusastang, mille jalami kõrgus on 9 m ü.m.p. Kadakal, Tehnikaülikooli hoonetekompleksi ümbruses, Tiskre oja ja Paldiski maantee ristumiskohal jm esineb madalaid luiteid. Pinnakate koosneb peamiselt merelisest peeneteralisest liivast, aleuriidist ja aleuriitliivast. Tasandiku keskosas asub madal (keskmine sügavus 1,6, maksimaalne sügavus 2,5 m) Harku (ka Haabersti) järv, mis hakkas merest eralduma paar tuhat aastat tagasi. Järve pindala on 1,64 ruutkilomeetrit, põhja katab kuni 3,5 m paksune mudakiht. See on enamasti liivaste kallastega läbivoolujärv. Edelast suubub järve Harku oja ja kagust Mustamäe allikatest algav Soone oja, välja voolab Tiskre oja. Ülirohketoitelise veekoguna on Harku järv üks Eesti kõige väiksema vee läbipaistvusega järvi. Järve läänekaldal on kalaspordibaas, idakaldal sõudebaas ja supelrand. Järvel peetakse veemootorispordi ja jääpurjetamise võistlusi.

Lilleküla tasandik paikneb Veskimäe ja Keskkõrgendiku vahelisel alal Kopli lahte suubuva loode–kagusihilise mattunud vagumuse kohal. Tasandiku ulatus loodest kagusse on 3,5 km, edelast kirdesse umbes 3 km, maksimaalne kõrgus ala kaguosas on 12–13 m. Pinnakatte pealmise osa moodustavad keskmiselt 2 m paksused peeneteralised mereliivad ja aleuriidid. Liivade all lamavad liustikujärvelised viirsavid, milliste paksus tasandiku keskosas on 8–10, äärealadel 3–4 m. Pelgurannas esineb tuiskliiva. Tasandiku üheks huvitavamaks pinnavormiks on 151 ha suurune Mustamäe soo, kus turbalasundi paksus ulatub 1,7 meetrini. Ovaalse kujuga soo pikkus idast läände on ligi 2200 m, laius põhjast lõunasse aga poole väiksem. Soosetted on kaetud tuiskliivaga (Künnapuu, 1968). Tegu on tüüpilise põhjaveest toituva luidetevahelise madalsooga, mida toitis Nõmmelt mere suunas liikuv põhjavesi. Soo kuivendati Harku aiandussovhoosi tarbeks möödunud sajandi kuuekümnendate aastate esimesel poolel.

Keskkõrgendiku ja Lasnamäe lavaneemiku vahel aluspõhjalise vagumuse kohal asub Kadrioru tasandik, mille lääneossa jääb ka Tallinna sadama ja Viru väljaku ümbrus. Nimetatud kohtades lasuvad jääjärve setetel suures paksuses (8–20 m) mereliivad ja aleuriidid. Ala lõunaosas, nn "Liivapealsel", esineb rohkesti luiteid. Kadrioru põhjatiigi lähedal, kus kulgeb puhkajate meelisjalutusrada, paikneb Limneamere kallakpinnalisel murrutusterrassil Kadrioru kivikülv imposantse Põhjarahnuga.

Kadrioru tasandikust ida pool Lasnamäe lavaneemiku ja Viimsi kõrgendiku vahel asub suhteliselt madala aluspõhjalise vagumuse kohal Pirita tasandik. Jääjärve setetel ja moreenil lasuvad siin 2–4 m paksuselt peeneteralised mereliivad ja aleuriidid. Kose ja Mähe vahelisel alal esineb rannakruusa. Eespoolkirjeldatud tasandikega võrreldes on Pirita tasandik tugevamini liigestatud, rohkesti on luiteid ja eelluiteid (Pirita ja Merivälja ning Mähe ja Iru vahemikus, Kloostrimetsas jm). Tasandikku läbib enam-vähem ida–läänesihiline kuni paarisaja meetri laiune ja 15–18 m sügavune Pirita jõe org, kus lookleb kärestikuline kiirevooluline Pirita jõgi. Jõe suur looklevus ja voolukiirus (Nehatu juures suurvee ajal kuni 1,9 m/sek) on kujundanud jõe põrkeveerudel ulatuslikke vertikaalseid paljandeid. Jõe kallastel paljanduvad viirsavi ja liivsavimoreen põhjustavad maaroomasid, mis eriti sageli esinevad Kose ja Kloostrimetsa ümbruses. Jõesetted on vaadeldaval alal suhteliselt jämedateralised liivad–kruusad, rohkesti on veeriseid ja munakaid ning moreeni erosiooni tõttu on jõesängis ka suuri rahne. Jõesetete paksus on väike, enamasti alla kahe meetri (Miidel, 1999).

Kakumäe Member is located at the Open Air Museum. The northeastern coast of the peninsula displays numerous bluffs eroded into sand- and siltstones. During storms the escarpment is subject to sea erosion. Due to this, there are a lot of down-fallen trees in front of it. The bedrock is overlain by a 1–4 m thick Quaternary cover and its thickness increases in the direction of Lake Harku and Paldiski Road. The Quaternary cover is composed of marine sands, occasionally gravelly beach ridges occur. In the northern part of the elevation, there are two north–south trending gravel ridges with Õismäe (also Kakumäe) Bog between them. The bog has an area of 146 ha and supports the growth of heather, marsh tea, dwarf birch, cotton grass and several other typical bog plants. The up to 4 m (mostly 2 m) thick peat layer lies immediately on the bedrock or on Limnea Sea silts and silty sands, which are up to 80 m thick. The bog is dotted with pits left from peat cutting. The bog formed as a result of overgrowing of a relict lake after the regression of the Limnea Sea approximately one thousand years ago. A great part of the bog has been drained and promotes the growth of pine forest. Birch forest occurs on the edge of the bog.

The elongated oval-shaped Veskimägi hillock of northwest–southeast orientation is located southeast of Kakumäe. Its length is 4 km, width 1.4 km and height 12.7 m above sea level. The hillock consists of Lower Cambrian sandstones overlain by till, rich in magmatic rocks. The stone field with a great number of erratic boulders is under nature protection. Veskimägi emerged from the water at the end of the Litorina Sea some 4300 years ago. A low oval-shaped gravel ridge termed Joostimägi is located in the area of Kadaka and Tammsaare roads south of Veskimägi. In the southwest, there is a sandy Rebasemägi hillock in the southern part of the Zoo.

Lowlands

The Harku Lowland of northwest–southeast orientation is situated between the Tiskre–Kadaka limestone escarpment, Nõmme delta and Veskimägi hillock. It is about 7 km long and 2.5 km wide. The lowland lies above an up to 145 m deep Harku buried valley. The higher southeasten part (at the foot of the Nõmme delta 35 m a.s.l.) is separated from the lower northwestern part near Kadaka Road by a Limnea Sea abrasion scarp. The foot of the scarp is at a height of 9 m a.s.l. Low dunes are encountered in the surroundings of the Tallinn University of Technology at Kadaka, in the area where Paldiski Road crosses the Tiskre Brook, and elsewhere. The Quaternary cover is composed prevailingly of marine fine-grained sand, silt and silty sand. In the centre of the lowland, there is a shallow Lake Harku (also Haabersti) with a mean depth of 1.6 m and maximum depth of 2.5 m. The lake started to isolate from the sea some two thousand years ago. The lake measures 1.64 km^2 in area, its floor is covered with a 3.5 m thick mud layer. The shores are prevailingly sandy. The Harku Brook flows into the lake from the southwest and the Soone Brook, which starts from Mustamäe springs, from the southeast. The outflow is via the Tiskre Brook. The extremely nutrient-rich Lake Harku is among the lakes with the lowest transparency of water in Estonia. On its western shore, there is a sports fishing club, on the eastern shore – a rowing club and a bathing beach. Water motosports and ice sailing contests are held on the lake.

The Lilleküla Lowland is located between the Veskimägi hillock and the Central Elevation above a northwest–southeast trending valley discharging into Kopli Bay. The length of the lowland is 3.5 km from northwest to southeast and ca 3 km from southwest to northeast, the maximum height in the southeastern part is 12–13 m. The upper part of the Quaternary cover is formed of fine-grained marine sands and

Tallinn jääajal

Tallinna pinnamood on kujunenud erinevate maasiseste ja välisgeoloogiliste protsesside toimel. Juba jääajaeelsel ajal kujunesid Põhja-Eesti klindi ja Tallinna Keskkõrgendiku põhijooned ning maapinda uuristusid sügavad, kuni 150 meetri sügavused orud (Tavast jt, 1983), mille ehitust me käsitlesime peatükis "Aluspõhja pealispinna reljeef Tallinnas". Käesolevas peatükis vaatleme Tallinna pinnamoe kujunemist Kvaternaaris, mil praegust Tallinna kattis korduvalt paks mandrijää.

Naaberaladelt pärineva geoloogilise andmestiku põhjal teame, et mandrijää kattis Tallinna piirkonda vähemalt kuuel korral, kuid viimasest jäätumisest kahtluseta vanemaid liustikusetteid pole Tallinnast leitud. Mattunud orgudes on kohati küll rohkem kui üks moreenikiht, kuid nende kihtide lugemiseks viimasest jäätumisest vanemaks pole piisavalt andmeid. Jäävaheaja setteid ei ole Tallinnast seni leitud, neid on teada aga Tallinnast kümnekonna kilomeetri kauguselt Prangli saarelt.

Iga uus pealetungiv liustik hävitas või kujundas ümber eelmiste jäätumiste vältel moodustunud setted ja pinnavormid. Aluspõhja pealispinnal jälgitavad vaondid ja kõrgendikud (Künnapuu jt, 1981, 1983) on seega eeskätt viimase jääaja lapsed. Peale kulutusvormide jättis mandrijää oma taandumisel jääst vabanenud aladele maha ka mitmesuguseid setteid ja positiivseid pinnavorme. Nende setete paksus ja pinnavormide suurus sõltus materjali rohkusest mandrijääs, jää sulamise intensiivsusest ja jääserva seisakute kestusest. Mandrijää ühtlasel taandumisel tekkis enam-vähem ühtlase paksusega, kuid suhteliselt õhuke pinnakate, jääserva pikemaajalistel seisakutel kujunesid aga suures paksuses setted. Tallinna läbib viimase jäätumise Palivere staadiumi servamoodustiste vöönd (Raukas, 1992). Sel ajal settisid võimsad glatsiofluviaalsed deltad Nõmmel ja Männikul. On põhjust arvata, et Palivere liustik esialgu taandus, kuid tungis seejärel uuesti edasi, millele viitavad deltasetete all olevad viirsavid Männikul ja liustiku survejäljed setetes. Uuest ajutisest pealetungist kõnelevad ka üksteisel lasuvad eriilmelised ja kivimiliselt koostiselt erinevad moreenid Meriväljal ja Pirita ning Topi oru veerudel.

Mandrijää taandumiskäiku Tallinnast võib lihtsustatult kujutada kiire taandumisena umbes 11 500 ja lühiajalise pealetungina umbes 11 200 ^{14}C aastat tagasi (Künnapuu & Raukas, 1976). Suhteliselt õhukene liustik ei suutnud nüüd aga enam ületada paekallast ja jäi selle taha peatuma. Ainult mööda pangalahtesid ja vagumusi ning kohtades, kus järsk paekallas puudus, tungis liustik paelavale. Seda liustiku viimast pealetungi tähistab arvatavasti Vääna (Tõdva) jõe keskjooksul algav ja Ülemiste järve loodekaldani ulatuv jääjõgede liivadest ja kruusadest koosnev kaarjas künnis. Ligi 15 km pikkuse ja 200–300 m laiuse künnise kõrgus on ebaühtlane, lõunaosas 10–15 m, mujal madalam. Eriti madal on Ülemiste järve loodekaldale jääv osa, mis on kaetud tuiskliivaga ning pole pinnamoes jälgitav (Künnapuu, 1962). Lasnamäe paelavast ida pool tähistavad mandrijää servaasendit kaks moreenkünnist Pirita jõe ümbruses. Üks neist paikneb jõest idas Lagedi–Saha joonel. Künnis on siin umbes 10 m kõrgune ja koosneb lubjakivirohkest põhimoreenist. Teine moreenkünnis kulgeb Pirita jõest lääne pool, Lagedist loode suunas kuni Peterburi maanteeni. Selle pikkus on umbes 4 km ja suhteline kõrgus 4–5 m. Linna edelaosas tekkis paelava pervele peatuma jäänud jääserva ette ulatuslik glatsiofluviaalne delta Nõmme ja Männiku liivikute näol. Nende kujunemise ajal oli Pääsküla soo kohal varasemast jääkeelest maha jäänud ja veel

silts with a mean thickness of 2 m. The sands are underlain by limnoglacial varved clays; their thickness is 8–10 m in the central part and 3–4 m on the margins of the lowland. Aeolian sand occurs at Pelgurand. Mustamäe Bog (151 ha in area) is one of the most interesting landforms in the area. The length of this oval-shaped bog is approximately 2200 m from east to west and 1100 m from north to south.The peat layer is up to 1.7 m thick. The bog sediments are coverd by wind-blown sand (Künnapuu, 1968). This is a typical fen, which was fed by groundwater flowing from Nõmme towards the sea. It was drained in the first half of the 1960s.

Between the Central Elevation and the Lasnamäe Klint Cape, there is the Kadriorg Lowland above a bedrock depression. Its western part embraces the area of Tallinn Harbour and Viru Square, where limnoglacial sediments are overlain by marine sands and silts of great thickness (8–20 m). In the southern part of the area, numerous dunes occur. In the vicinity of Kirdetiik (Northeastern Pond in Kadriorg Park a favourite walking path of holidaymakers passes through the Kadriorg stone field, there is an impressive Põhjarahn boulder on an abrasion scarp.

East of Kadriorg, the Pirita Lowland lies between the Lasnamäe Klint Cape and Viimsi hillock above a relatively shallow bedrock depression. Here the limnoglacial sediments and till are overlain by 2–4 m thick fine-grained sands and silts. Gravel occurs in the area between Kose and Mähe. Compared to the afore-named lowlands, the Pirita Lowland is much more dissected. It abounds in dunes and foredunes (between Pirita and Merivälja, Mähe and Iru, at Kloostrimetsa etc.). The Pirita River flows through the lowland. The strongly winding river with a high velocity of flow (during high-water period up to 1.9 m/sec at Nehatu) has shaped extensive vertical exposures on its cutbank. The varved clay and loamy till exposed in the river banks cause mud flows, particularly in the Kose and Kloostrimetsa area. In the area under consideration, fluvial sediments are represented by rather coarse-grained sand and gravel, cobbles and pebbles are abundant. Big boulders occurring in the river bed originate from till erosion. The fluvial deposits are thin, usually less than 2 m in thickness (Miidel, 1999).

Tallinn during the ice age

The topography of Tallinn has developed under the joint effect of different endogenic and exogenic processes. In its main features, the North Estonian Klint and the Tallinn Central Elevation developed already before the ice age, and valleys deeper than 150 m cut into the ground (Tavast et al., 1983). The structure of the valleys has already been discussed in the chapter "Bedrock topography in Tallinn." In the present chapter we will focus on the development of the topography of Tallinn during the Quaternary period when the territory of present-day city was recurrently covered with a thick continental ice sheet.

According to the data obtained from neighbouring areas, Tallinn was covered with the continental ice at least six times. However, sediments of undoubtedly older age than the last glaciation are not known in Tallinn. Occasionally, in some buried valleys more than one till layer has been established, but the scanty data available do not allow us to maintain that they originate from the period prior to the last glaciation. Interglacial sediments have not yet been found in Tallinn, but they are known from Prangli Island, which is located about ten kilometres from Tallinn.

Every new advancing glacier destroyed or reshaped the deposits and landforms

lõplikult sulamata irdjää pank, millega on seletatav ka liivikute ligi 50 kraadine asend teineteise suhtes. Morfoloogiliselt ja setete koostiselt on mõlemad liivikud lähedased. Nendes on valdav keskmise terasuurusega liiv (0,25–0,5 mm), mille osatähtsus on 40–60%. Liivad on praktiliselt karbonaadivabad. Tallinna ala arengut Holotseenis ehk pärastjääajal käsitletakse samas kogumikus L. Saarse ja J. Vassiljevi artiklis.

Maakerge

Tallinna pinnamoe kujunemist on oluliselt mõjutanud maapinna kerkimine, mis on jätkunud kogu ajaloolise aja ja kestab praeguseni, kuigi mitte enam nii hoogsalt kui varem, vaid paar millimeetrit aastas. Hilisjääajal oli maakoore kerkimine Tallinnas 26,5 mm/a, pärastjääaja keskmine aga vaid 4,2 mm/a (Kessel & Miidel, 1973). Kuid isegi mõne millimeetrine maapinna tõus on oluliselt mõjutanud rannajoone asendit (Künnapuu & Raukas, 1976). Linna ringmüüri rajamise ajal (13–14 saj) ulatus meri Viru väljakule ja ka Narva maantee piirkond oli siis ilmselt vee all (joonis 3), sest maapind oli tollal praegusega võrreldes 2,4 meetrit madalamal. Tolleaegne rannajoon kulges oletatavasti mööda Uut tänavat Vana-Viru tänavani, kust pöördus kagusse, ületas Viru väljaku ja Gonsiori tänava Laikmaa tänava lähedalt. Vee sügavus Viru hotelli kohal ulatus 1,5 meetrini ja Uue tänava kohal 2,2 meetrini. Linnamüür ehitati Väikese Rannavärava juures mererannale, kusjuures müüri ja veepiiri vahe võis olla vaid mõnikümmend meetrit. S. Künnapuu arvates (Künnapuu & Raukas, 1976) võis Tallinna sadam asuda kas Väikese Rannavärava kohal või Härjapea jõe suudmes praeguse Gonsiori tänava piirkonnas (Künnapuu, 1970).

Nüüdisprotsessid

Meri avaldab olulist mõju Tallinna pinnamoe kujunemisele nüüdisajalgi. Poolsaarte tippudes murrutab ta randa, millest annavad tunnistust 2–3 m kõrgused retsentsed abrasiooniastangud Koplis, Meriväljal jm. Lahtede päras seevastu toimub setete kuhjumine (Pelgurannas, Pirital). Abrasioon lahtede külgrannal esineb vaid tugeva tormi korral. Viimastel aastatel on randasid hakanud ohustama ka kiirlaevade käigulained (Käärd & Valdmann, 2007).

Paralleelselt lainete kulutava ja kuhjava tegevusega toimib mererannal pidevalt ka tuul, ühest kohast liiva ära kandes ja teisal seda eelluideteks ja luideteks kuhjates. Madalad eelluited piki nüüdisranda on jälgitavad Pelgurannas, Kopli lahe kagurannal ja Pirital. Antsülusjärve ja Litoriinamere rannikul kujunenud luited levivad Irus, Kloostrimetsas, Ülemiste loodekaldal ja Harku järvest kagus. Tallinna pinnamoe ja pinnakatte arengus ei saa märkimata jätta ajutiste vooluvete osa, mis liigestatud ja kobedate setetega kaetud aladel tekitavad linnamajandusele mõnikord märkimisväärset kahju. Ja loomulikult muudab pinnamoodi ja paigutab suurtes kogustes setteid ümber inimene. Heaks näiteks on 3–6 meetri sügavune ja 50 meetri laiune kõiki Lasnamäe asumeid läbiv Laagna tee.

left behind by the previous glaciation. Thus, the depressions and hillocks observable on the bedrock surface (Künnapuu et al., 1981, 1983) are prevailingly " the children of the last ice age". Beside denudation forms, the retreating continental ice left behind different sediments and positive landforms in the areas freed from ice. The thickness of these sediments and the size of generated landforms depended on the amount of the material in the glacier's body, but also on the intensity of ice melting and duration of ice margin halts. If the glacier's retreat was even, the thickness of the thin Quaternary cover was almost everywhere the same. The belt of ice marginal formations of the Palivere Stage of the last glaciation runs through Tallinn (Raukas, 1992b). During that stage, powerful glaciofluvial deltas formed at Nõmme and Männiku. There is a reason to believe that at first the Palivere glacier retreated, but then a new advance followed. Evidence is derived from varved clays underlying deltaic deposits at Männiku and from the glaciotectonic traces pressed into sediments by the ice. Tills of different appearance and lithologic composition at Merivälja and Pirita and on the slopes of Topi Valley also suggest a new glacier advance.

Joonis 3. Tallinn 13. sajandil. Tollal lainetas meri (viirutatud ala) Viru väljakuni (rekonstruktsioon S. Künnapuu, 1970 järgi). Joonise digitaliseerimine: I. Heamägi, R. Jaanson.

Figure 3. Tallinn in the 13th century. At that time the sea waves (striped area) reached as far as Viru Square (reconstruction based on Künnapuu, 1970). Digitalization: I. Heamägi, R. Jaanson.

In simplified form, the recession of the glacier from the Tallinn area can be depicted as a rapid retreat some 11 500 ^{14}C years ago, which was followed by a short advance ca 11 200 ^{14}C years ago (Künnapuu & Raukas, 1976). The relatively thin glacier was no longer capable of moving over the limestone escarpment and stopped in front of it. It could move up to the limestone plateau only along klint bays and depressions but also in the places where the steep limestone escarpment was lacking. The last advance of the glacier is evidently marked by an arch-shaped ridge composed of fluvioglacial sands and gravels, which starts from the middle reaches of the Vääna (Tõdva) River and extends as far as the northwestern shore of Lake Ülemiste. The ridge is ca 15 km long and 200–300 m wide. Its height varies being 10–15 m in the southern part and lower elsewhere. Particularly low is the section on the northwestern shore of Lake Ülemiste, where it is covered by wind-blown sands and is not visible in the topography (Künnapuu, 1962). East of the Lasnamäe limestone plateau the location of the ice margin is marked by two till ridges in the surroundings of the Pirita River. One of those is situated east of the river, approximately on the Lagedi–Saha line. The ridge is there ca 10 m high and

Kasutatud kirjandus

Kessel, H. 1979. Ülemiste järve geoloogilisest arengust ja tema setete vanusest. Rmt.: A. Raukas (toim). Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn, Valgus, 154–160.

Kessel, H., Miidel, A. 1973. Hilis- ja jääajajärgsest maakoore liikumisest Eestis. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Keemia/Geoloogia, 22, 1, 257–264 (vene k).

Käärd, A., Valdmann, A. 2007. Laevalainete mõjust Tallinna lahes. Eesti Mereakadeemia Toimetised nr. 5, 23–35.

Künnapuu, S. 1962. Mandrijää taandumisest Tallinna ümbruses. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1960/61. Tallinn, Eesti NSV Teaduste Akadeemia, 29–36.

Künnapuu, S. 1968. Esialgseid andmeid liivadega kaetud turbalasundite kohta Tallinnas. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1966. Tallinn, Valgus, 89–105.

Künnapuu, S. 1974. Tallinna suured rändrahnud. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1973. Tallinn, Valgus, 52–68.

Künnapuu, S., Raukas, A. 1976. Pinnamood ja pinnakate. Rmt.: R. Pullat (koostaja). Tallinna ajalugu 1860-ndate aastateni. Tallinn, Eesti Raamat, 20–36.

Künnapuu, S., Raukas, A. Tavast, E. 1981. Tallinna ja tema lähiümbruse aluspõhja reljeef. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 30, 4, 167–172 (vene k).

Künnapuu, S., Raukas, A., Tavast, E. 1984. Aluspõhja reljeefi kesk- ja väikevormide morfoloogiast ja kujunemisest. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1980. Eesti NSV pinnavormide genees. Tallinn, Valgus, 38–48.

Miidel, A. 1997. Toompea. Loodusmälestised 1. Tallinn. Kesklinn, Kadriorg, Kristiine. Tallinn, Teaduste Akadeemia Kirjastus, 7–9.

Miidel, A. 1999. Pirita ürgorg ja maastikukaitseala. Loodusmälestised 4. Tallinn: Lasnamäe, Pirita. Tallinn, Teaduste Akadeemia Kirjastus, 17–19.

Raukas, A. 1992. Ice marginal formations of the Palivere zone in the eastern Baltic. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81, 277–284.

Saarse, L., Arbeiter, R. 1979. Ülemiste järve setetest. Rmt: A. Raukas (toim). Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn, Valgus, 145–153.

Tammekann, A. 1934. Tallinna aseme pinnamoest. Eesti Loodus, 2, 34–37.

Tavast, E., Raukas, A., Künnapuu, S. 1983. Tallinna vanadest mattunud orgudest. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, 32, 2, 79–85 (vene k).

consists of limestone-rich basal till. The other till ridge occurs west of the Pirita River, northwest of Lagedi settlement and extends as far as Peterburi Road. Its length is ca 4 km and relative height 4–5 m. In the southwestern part of the town, a big glaciofluvial delta embracing Männiku and Nõmme sand fields formed in front of the ice margin, which had come to a halt at the edge of the limestone escarpment. At the site of Pääsküla Bog, there was a not yet completely melted dead ice block originating from an earlier ice tongue and explaining why the sand fields were located at an angle of 50 degrees relative to each other. The morphology and sediment composition of the deltas are rather similar. Medium-grained sand (0.25–0.5 mm) prevails. Its share is usually 40–60 per cent. The sands are practically free of carbonates. The evolution of the Tallinn area in Holocene will be described in chapter "Holocene history of Tallinn."

Land uplift

The topography in the area of Tallinn has been highly controlled by land uplift. It continued throughout the whole historical time and is still ongoing; however, its rate is not so high as earlier but only a couple of millimetres per year. In the late glacial the earth's crust rose 26.5 mm per year. In the post-glacial the average rate was 4.2 mm per year (Kessel & Miidel, 1973). However, even a few millimetre rise caused significant changes in the location of the shoreline. In the 13th–14th centuries, when the town wall was under construction, the sea waters reached as far as Viru Square and evidently the area of Narva Road was also under the water (Fig. 3), because the earth's ground was 2.4 m lower than to date. In all likelihood, at that time the shoreline ran along Uus Street up to Vana-Viru Gate, turned then to the southeast and crossed Viru Square and Gonsiori Street in the vicinity of Laikmaa Street. At the site of Viru Hotel the water was 1.5 m and at Uus Street 2.2 m deep. Near the Small Coast Gate (*Väike Rannavärav*) the town wall was built on the coast, the distance between the waterfront and the wall was probably only some 20 metres. According to S. Künnapuu (Künnapuu & Raukas, 1976), the harbour of Tallinn was located either at the Small Coast Gate or in the estuary of the Härjapea River in the area of present-day Gonsiori Street (Künnapuu, 1970).

Contemporary processes

Even to date, the sea exerts a significant influence on the topography of the Tallinn area. On the tips of peninsulas it erodes the coast as evidenced by the 2–3 m high abrasion scarps subject to wave action at Kopli, Merivälja etc. Sediments accumulate at the head of bays (Pelguranna, Pirita). The beaches on the sides of bays are eroded only during heavy storms. In recent years the coasts are endangered by the high-speed vessel wakes (Käärd & Valdmann, 2007).

The topography is also shaped by wind acting in parallel with waves. It triggers the replacement of sand and formation of foredunes and dunes. On the modern coast, low foredunes occur at Pelguranna, on the southeastern coast of Kopli Bay and at Pirita. The dunes formed on the coasts of the Ancylus Lake and Litorina Sea are spread at Iru, Kloostrimetsa, on the northwestern coast of Lake Ülemiste and southeast of Lake Harku. A certain role is also paid by temporary flowing waters, which may cause serious damage in the areas with loose deposits. And, naturally, there is man who alters the topography and replaces great amounts of sediments. A good example is the 3–6 m deep and 50 m wide Laagna speedway, which runs through Lasnamäe.

Tallinna ala arengust Holotseenis

Leili Saarse ja Jüri Vassiljev

Tallinna uputamine Ülemiste vanakese poolt on küll müüt, kuid ajaratast tagasi keerates selgub, et aastatuhandete eest oli Tallinn tõepoolest Läänemerre uppunud. Muidugi polnud linna ega Lindanise kantsi Toompea paekõrgendikul siis veel olemas. Tänu maakoore tõusule, mis kestab käesoleva ajani, hakkas Tallinna linnaase merest kerkima umbes 11 600 aastat tagasi* (*vt lk 122). Tallinn asub Põhja-Eestile omasel lahelisel rannikul, kus klindineemikud vahelduvad klindilahtedega. Linna lõuna- ja idaosa paikneb kõval paepealsel, mereäärne piirkond aga liival ja pehmetel savikatel setetel. Neid kahte kõige olulisemat pinnavormi eraldab paekallas, mis Lasnamäel kõrgub 42 m üle merepinna. Tallinna südalinn (v.a Toompea ja Tõnismägi) aga jääb pehme pinnasega klindilahe piirkonda.

Pealiskorra reljeefi liigestavad jääaja ja jääajajärgsete setetega täidetud sügavad orud Pirital, Kadriorus, Lillekülas ja Harkus ning kulumiskõrgendikud Ülemiste järve edelakaldal, Nõmmel, Pääskülas, Lasnamäel, Irus (Künnapuu jt, 1981). Nõmme ja Männiku oma ulatuslike liivikutega on suhteliselt tasane ala, erandiks vaid Nõmme liiviku luitestunud põhjanõlv, kuhu jääb ka Tallinna kõrgeim punkt kõrgusega 63,6 m üle merepinna. Glatsiaalsetest pinnavormidest väärib märkimist veel Raudalu oos, mille põhjapoolne ots ulatub Ülemiste järve läänekaldale, kuid meresetete ja tuiskliiva alla mattununa pole see nüüdispinnamoes enam jälgitav. Tallinnas ja selle lähiümbruses on ka hulgaliselt rabasid, nagu Pääsküla, Kakumäe, Õismäe, Rae, Harku jt.

20 000 aastat tagasi oli kogu Eesti ala kaetud paksu mandrijääga, mis Tallinna ümbrusest hakkas taganema umbes 13 000–13 200 aastat tagasi. Kõige varem vabanes jääkattest Tallinna idaosa, Pirita jõe ümbrus ja Lasnamäe klindineemik (Künnapuu, 1962b). Taanduva jääserva ees laius ulatuslik Balti Jääpaisjärv, mis mõjutas jää sulamist ja lagunemist ning irdjääpankade teket. Jääserva taandudes ja peatudes paelava pervel kuhjasid sulaveed Nõmme ja Männiku liivikud. Mandrijää serva ette moodustus moreenvall, mis hiljem kulutati Joldiamere ja Antsülusjärve vete poolt. Moreenvallist on Nõmme liiviku põhjaossa jäänud 1–1,2 m paksuses rändrahnude ja munakaterikast jämedateralist liiva ja kruusa ning kivikülve. Ka liiviku põhjapoolsel jalamil on rohkesti moreenist pärinevaid rändrahne. Maakerke tagajärjel ulatusid liiviku kõrgemad osad peatselt veetasemeni ja sellest kõrgemale, sattudes nii tuulte meelevalda.

Hilisjääaja suhteliselt soojal perioodil – Alleröd is – sulas jää kiiresti ning juba 13 000–12 800 aastat tagasi oli Tallinn jääkattest täielikult vabanenud. Taanduva jääserva ees püsis ikka veel Balti Jääpaisjärv, mille veetase Tallinna lähiümbruses ulatus 88–90 m. Jääpaisjärves settisid viirsavid, mida ürgorgudes leidub märkimisväärses paksuses (näiteks Mustamäe tee 18 puuraugus kuni 12 m). Viirsavi on leitud ka Männiku liivikus ja selle teket on seostatud nn Vimmerby jahenemisega Allerödi teisel poolel (Künnapuu, 1971). Viirkihiliste setete pealispind ürgorgudes jääb -29 ja 0 m vahele. Palünoloogiliselt on viirsavisid uuritud Pirita, kesklinna, Mustamäe ja sadama piirkonna proovides ning loetud need, sageli küll suure kahtlusega, Keskmisesse Drüüasesse kuuluvaks (Kessel & Pirrus, 1983). Ilmselt on kahtlused põhjendatud, sest Keskmise Drüüase ajal (14 100–13 900 kalibreeritud aastat tagasi (cal BP)) oli Põhja-Eesti tõenäoliselt

Holocene history of Tallinn

Leili Saarse and Jüri Vassiljev

There is an old legend telling of a mysterious old man who lives in Lake Ülemiste. Once in a year on a dark autumn night he rises from the lake and asks whether Tallinn is ready yet. If the answer were ever "yes", he would send the lake waters down to Tallinn and flood the city entirely. This is a myth, but thousands of years ago the area, which is now Tallinn, was indeed under the waters of the Baltic Sea. Naturally, neither the town itself or Toompea limestone hillock existed at that time. As a result of land uplift, which is still ongoing, the area of present-day Tallinn started to rise from water 11 600 calibrated years ago (cal BP)* (*see p. 122). Tallinn is located in northern Estonia, where klint headlands alternate with klint bays. The southern and eastern parts of Tallinn are situated on a limestone plateau, while its seaside part is in the area of sand and soft clayey sediments. These two significant landforms are separated by a limestone escarpment, which rises 42 m above sea level at Lasnamäe. The central part of Tallinn, except Toompea and Tõnismägi hillocks, is in the area of a klint bay with soft sediments.

The bedrock topography is dissected by deep valleys filled with glacial and postglacial deposits at Pirita, Kadriorg, Lilleküla and Harku. Denudation hillocks occur on the southwestern shore of Lake Ülemiste, but also at Nõmme, Pääsküla, Lasnamäe and Iru (Künnapuu et al., 1981). The Nõmme–Männiku area with its sandy plains is relatively flat, except the northern slope of the Nõmme, which is covered by dunes. There is the highest point of Tallinn that rises 63.6 m above sea level (a.s.l.). Of glacial landforms attention deserves the Raudalu esker with its northern tip reaching the western shore of Lake Ülemiste. It is buried under marine sediments and wind-blown sand, and is no longer visible in the present topography. There are a lot of bogs in Tallinn and its immediate surroundings including Pääsküla, Kakumäe, Õismäe, Rae, Harku and several others.

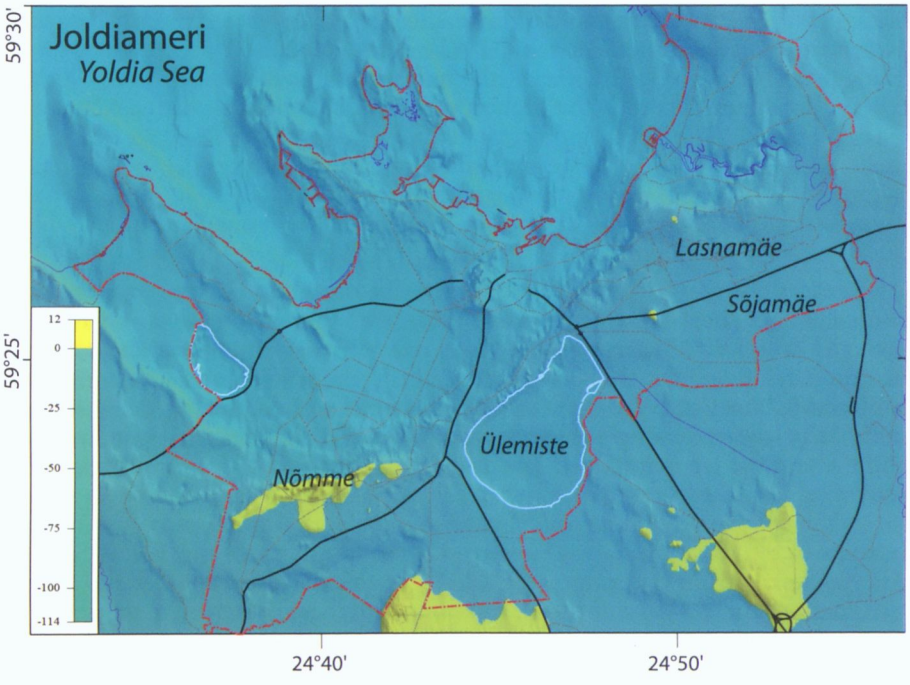
Some 20 000 years ago, the territory of Estonia was covered with a thick continental ice sheet, which started to retreat from the surroundings of Tallinn at about 13 000–13 200 years ago. The first areas to free from the ice included the eastern part of Tallinn, the surroundings of the Pirita River and Lasnamäe klint headland (Künnapuu, 1962b). A large body of water – the Baltic Ice Lake – formed in front of the retreating ice margin and played a significant role in cracking and melting the ice margin and favouring the formation of dead ice blocks. The retreating ice margin came to a halt at the slope of the limestone plateau and its meltwaters piled up Nõmme and Männiku sand plains. A till ridge, which formed in front of the ice margin, was later eroded by the waters of the Yoldia Sea and Ancylus Lake. From that ridge only a 1–1.2 m thick layer of boulder and pebble rich coarse-grained sand and gravel, and stone fields have preserved in the northern part of Nõmme sand plain. As a result of land uplift, the higher parts of the sand plain emerged from the water, and became exposed to the wind.

During the Allrød, which was a relatively warm period of the Late Glacial, the ice melted quickly and at about 13 000–12 800 years ago North Estonia became completely ice-free. The Baltic Ice Lake still existed in front of the retreating ice margin. In the immediate vicinity of Tallinn its water level was at a height of 88–90 m a.s.l. Varved clays deposited in the lake. In ancient valleys their thickness is

veel jääkatte all. Kõigis palünoloogiliselt uuritud läbilõigetes valdab kase ja männi õietolm, moodustades koos ümbersettinud kuuse ja lepa õietolmuga 40–80%.

Joldiameri

Jää taandudes põhja ja loode suunas alanes ka Jääpaisjärve tase nüüd juba 70–71 m ü.m.p. Umbes 11 600 aastat tagasi, kui tekkis ühendus ookeaniga, langes Balti Jääpaisjärve veetase veel ligikaudu 25–28 m võrra. Tallinna ümbruses alanes see vähemalt 46 meetri tasemele ning Läänemere arengus algas uus – Joldiamere staadium. Joldiameri on oma nime saanud selle jaheda riimveelise mere asuka, karbi *Portlandia (Yoldia) arctica* järgi. Viimsi Lubjamägi, Lasnamäe panganeemiku kõrgemad osad ja Sõjamägi kerkisid merest juba Joldiamere staadiumi alguses, pisut hiljem ka Toompea saarlava (joonis 1; Kessel & Künnapuu, 1970). Tallinnas ja selle lähiümbruses tekkis saarestik, Ülemiste järve ja Rae raba kohal aga laius ulatuslik merelaht. Joldiameri (11 600–10 700 cal BP) oli taanduv ilmselt kogu oma kestuse vältel ja lisanduva maakoore neotektoonilise kerke tõttu suurenes maismaa ja saarte pindala pidevalt. Nii oli Lasnamäe panganeemik esialgu Joldiamere saar, mille lõunaosas paiknesid Sõjamäe ja Tondi laguun (Kessel, 1979). Tondi laguuni kaldale kuhjas meri lühikese maasääre – Pikkmäe, millele merejää kandis hiljem Mustakivi rändrahnu. Viimsi saare kagutipus Pärnamäel moodustus samuti maasäär.



Joonis 1. Joldiamere (11500 cal BP) rannajoone rekonstruktsioon Tallinnas.
Figure 1. The Yoldia Sea (11 500 cal BP) shoreline reconstructed for the Tallinn area.

Joldiamere rannavorme on Tallinnas siiski vähe säilinud. S. Künnapuu (1959) on kirjeldanud rannavalle Lasnamäel (47 m), Viimsis (44,3 m) ja Väos (38,1 m)

rather impressive (e.g. 12 m in the borehole at 18 Mustamäe Road). Varved clays have also been found in the Männiku sand plain and their formation was associated with the Vimmerby cooling in the second half of the Allerød (Künnapuu, 1971). In the buried valleys the height of the upper surface of varved sediments is between -29 and 0 m. Palynologically, varved clays have been studied at Pirita, in the central part of the city, at Mustamäe and in the harbour area. They are referred, though often hesitatingly, to the Older Dryas (Kessel & Pirrus, 1983). Evidently, the doubts are grounded because in the Older Dryas (14 100–13 900 years ago) northern Estonia was still ice covered. All palynologically studied sections are prevailed by birch and pine pollen, which together with redeposited spruce and alder pollen account for 40–80 per cent of the tree pollen.

Yoldia Sea

With the retreat of the glacier to the north and northwest, the level of the ice-dammed lake sank to 70–71 m. Some 11 600 cal BP when the Baltic Ice Lake became connected to the ocean, its water level dropped by about 25–28 m, in the surroundings of Tallinn it lowered at least to 46 m a.s.l. The Yoldia Sea, a new stage in the Baltic Sea development, started. It was named after its inhabitant – the brackish-water mollusc *Portlandia (Yoldia) arctica*. Viimsi Lubjamägi Hill, higher parts of Lasnamäe Klint headland and Sõjamägi Hill emerged from the water at the beginning of the Yoldia Sea, Toompea Hill appeared a bit later (Figure 1; Kessel & Künnapuu, 1970). An archipelago formed at the site of Tallinn and its closest neighbourhood. There was a big bay in the area, which is occupied by Lake Ülemiste and Rae Bog. In all likelihood, the Yoldia Sea (11 600–10 700 cal BP) was regressive during its whole existence. Due to the neotectonic uplift of the earth's crust the area of land and islands steadily increased. On the Lasnamäe klint headland a small island was formed with Sõjamäe and Tondi lagoons in its southern part (Kessel, 1979). On the coast of the Tondi lagoon, a short Pikkmäe Spit accumulated. The Mustakivi boulder, standing on the spit, was transported their by the sea ice. A spit formed also at Pärnamäe on the southeastern tip of Viimsi Island.

Relatively few Yoldia Sea coastal formations have preserved in Tallinn. Künnapuu (1959) described beach ridges at Lasnamäe (47 m), Viimsi (44.3 m) and Väo (38.1 m), and escarpments at Harku (42.3 m), Viimsi (42 m), Nõmme (40.9 m) and Lasnamäe (40.4 m) where eroded into siltstones and sandstones or into a sand plain like at Nõmme. Yoldia Sea sediments have been found in Sõjamäe, Rae, Pääsküla and Saha bogs (Heinsalu, 2000) and in buried valleys. In old valleys the Yoldia Sea sediments are represented mainly by clayey or sandy silts, which are 2–3 m, occasionally more than 5 m thick. The upper surface of these sediments is 10–20 m below sea level, but at Lilleküla and Mustamäe it is above sea level. Palynologically, they have been studied in several sections (Kessel, 1961; Kessel & Pirrus, 1983; Saarse et al., 1997; Heinsalu & Veski, 2007). The pollen spectrum of Yoldia Sea sediments is dominated by pine and birch. The content of spruce, alder and hazel is rather low. Herbs are represented by *Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae and Chenopodiaceae (Kessel & Punning, 1995).

The brackish-water diatom flora in the Yoldia Sea sediments has been described in the Rae, Sõjamäe, Saha, Jõelähtme and Pääsküla boreholes (Heinsalu, 2000).

ning astanguid Harkus (42,3 m), Viimsis (42 m), Nõmmel (40,9 m) ja Lasnamäel (40,4 m), kus need on abradeeritud aleuroliitidesse ja liivakividesse või liivikusse nagu Nõmmel. Joldiamere setteid on leitud Sõjamäe, Rae, Pääsküla ja Saha soost (Heinsalu, 2000) ning mattunud orgudest. Joldiamere setted ürgorgudes on valdavalt savikad või liivakad aleuriidid, 2–3 m paksud, harva üle 5 m ning nende pealispind jääb 10–20 m allapoole meretaset, Lillekülas ja Mustamäel aga meretasemest kõrgemale. Neid on palünoloogiliselt uuritud mitmest läbilõikest (Kessel, 1961; Kessel & Pirrus, 1983; Saarse jt, 1997; Heinsalu & Veski, 2007) ning leitud, et Joldiamere setete õietolmu koostises domineerivad mänd ja kask. Vähesel määral on leitud ka kuuse, lepa ja sarapuu õietolmu. Rohttaimede seas on enam puju, kõrreliste, lõikheinaliste ja maltsaliste õietolmu (Kessel & Punning, 1995).

Joldiamere riimveelist ränivetikate floorat on kirjeldatud Rae, Sõjamäe, Saha, Jõelähtme ja Pääsküla leiukoha setetest (Heinsalu, 2000). Maneeži tänava puuraugu proovidest on aga Moskva Ülikooli Krüolitoloogia laboratooriumis määratud foraminifeere ning leitud need olevat väikese soolsusega madalaveelistele merelistele basseinidele iseloomulikud liigid.

Joldiamere staadiumi lõpul oli veetase Tallinna ümbruses alanenud 28–29 meetrini, mõnede uurijate arvates veelgi madalamale, mistõttu Ülemiste järv isoleerus merest ning selle sügavamasse ossa jäi kaks madalat jäänukjärve (Saarse jt, 1997; Saarse & Poska, 2001). Joldiamere aegseid setteid on dateeritud Ülemiste järvest, Sõjamäe, Pääsküla ja Rae rabast (Saarse jt, 1997; Heinsalu, 2000).

Antsülusjärv

Maakoore jätkuva kerke tõttu katkes umbes 10 700 aastat tagasi ühendus Läänemere ja ookeani vahel ning veetase Läänemere nõos hakkas uuesti tõusma. See staadium Läänemere arengus on tuntud Antsülusjärvena (10 700–9800 cal BP). Järve veetase Tallinna alal ulatus maksimaalselt 34–35 meetrini (Tammekann, 1934; Kents, 1939), S. Künnapuu (1959) järgi isegi 37,4 meetrini. Antsülusjärve rannajoon kulges rööbiti praeguse paekaldaga Lasnamäelt mööda Ülemiste järve äärset luiteahelikku ja Nõmme liiviku põhjanõlva läände. Sügavamale maismaasse lõikus järv piki Pirita jõe orgu kuni Lagedini, moodustades Lasnamäe ja Iru klindineemikute vahele klindilahe (joonis 2). Klindilahe suudmesse kuhjus murrutusmaterjal, millest moodustusid Iru maasäärad. Iru maasäärte ja Pirita jõe suure looke kujunemist on käsitlenud S. Künnapuu (1962a). Tema järgi hakkas klindist murrutatud materjal juba Antsülusjärve algstaadiumis lainetuse mõjul piki rannikut edasi kanduma, kuhjates Iru klindineemikust lääne poole klibu- ja veeristevalli, mis jõe suudmeni jõudes takistas vee voolu merre. Seetõttu nihkus jõesuue esmalt läände, hiljem aga edelasse ning läänepoolse maasääre pikenedes uuesti ida poole. Nii kujunes Pirita jõel ligi 180° looge. Iru maasääres oli veel 1970ndate aastate alguses ligikaudu 5 m sügavune kruusaauk, kus paljandusid paelahmakad, jäme veeristik, liiv ja kruus. Liivadest on leitud mageveeliste limuste kodasid ning nahkhiire koljuluu jäänuseid (Kessel & Künnapuu, 1970).

Antsülusjärve rannavalle Tallinna lähistelt on teada kuues ja astanguid üheteistkümnes kohas (Künnapuu, 1959). Neist kõrgemad ja markantsemad on Iru maasäär, aluspõhjalise kõrgendiku jalam Mõigus, Viimsi saarlava lõunaosa ja Lasnamäe klindineemik. Rannavallid koosnevad põhiliselt lubjakiviveeristest ja klibust. Neist on leitud Antsülusjärves elanud molluskite *Ancylus fluviatilis* Müll., *Bithynia tentaculata* (L.), *Radix ovata* ja teiste karpide jäänuseid. Õietolmu järgi on

Samples taken from the borehole on Maneezhi Street were analysed for foraminifers in the Department of Cryolithology, Moscow University. The results showed the occurrence of species characteristic of shallow low-salinity marine basins.

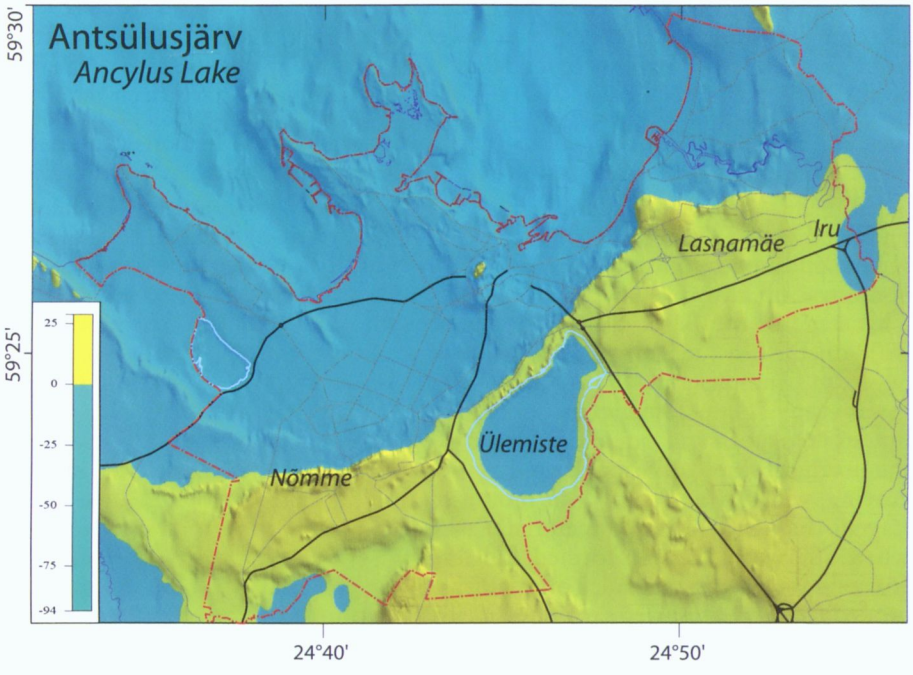
By the end of the Yoldia Sea stage the water level had lowered to 28–29 m; according to some researchers, even lower. As a result, Lake Ülemiste isolated from the sea, two shallow relict lakes preserved in its deepest part (Saarse et al., 1997; Saarse & Poska, 2001). Yoldia Sea sediments have been dated in Lake Ülemiste, but also in Sõjamäe, Pääsküla and Rae bogs (Saarse et al., 1997; Heinsalu, 2000).

Ancylus Lake

The land uplift continued and about 10 700 cal BP the connection with the ocean was once again broken. The water level in the Baltic Sea started to rise. This stage of the Baltic Sea development is known as Ancylus Lake (10 700–9800 cal BP). In the Tallinn area the maximum height of the lake level reached 34–35 m (Tammekann, 1934; Kents, 1939). According to S. Künnapuu (1959), it was even 37.4 m. The highest shoreline of Ancylus Lake borded the Lasnamäe limestone plateau and extended along the dune ridge west of Lake Ülemiste and the northern slope of Nõmme sand plain to the west. The coastline was slightly curving, with bay at Pirita River mouth reaching deep to the mainland as far as Lagedi (Figure 2). Eroded material accumulated at the mouth of the klint bay, where afterwards Iru spits formed. S. Künnapuu (1962a) studied the formation of Iru spits and the big meander of the Pirita River. According to him, the material eroded from the klint was carried by waves along the coast already at the onset of the Ancylus Stage. It accumulated west of Iru klint headland to form a gradually growing cobble and pebble ridge. Reaching the river mouth, it hindered river flow into the sea. For this reason, the river mouth shifted at first to the west, then to the southwest and later, when the western spit had grown longer, again to the east. In this way, an almost 180° meander of the Pirita River developed. At the beginning of the 1970s, there was still a 5m deep gravel pit on the Iru spit, which exposed limestone chunks, coarse shingle, sand and gravel. Shells of fresh-water molluscs and remains of a bat's skull were found in the sands (Kessel & Künnapuu, 1970).

In the vicinity of Tallinn, Ancylus beach ridges are known at six and scarps at eleven sites (Künnapuu, 1959). Of those the highest and most impressive are Iru spit, the foot of a bedrock hillock at Mõigu, the southern part of Viimsi insular platform and the Lasnamäe klint headland (Fig. 2). The beach ridges consist prevailingly of limestone pebbles and shingle and occasionally shell fragments of the molluscs *Ancylus fluviatilis* Müll., *Bithynia tentaculata* (L.), *Radix ovata*, etc. Based on the pollen composition, Ancylus sediments have been dated in the sections of Vandjala, Sõjamäe and Pääsküla bogs and Lake Ülemiste depression (Kessel et al., 1986; Saarse et al., 1997; Heinsalu & Veski, 2007), but also in several buried valleys. In pollen composition pine and birch is abundantly present while hazel, elm, alder and willow occur in small amounts.

Antsülusjärve aegseid setteid kirjeldatud Vandjala, Sõjamäe ja Pääsküla raba ning Ülemiste järvenõo läbilõigetest (Kessel jt, 1986; Saarse jt, 1997; Heinsalu & Veski, 2007) ning mitmest mattunud orust. Õietolmu koostises on jätkuvalt rohkesti männi ja kase, vähesel määral ka sarapuu, jalaka, lepa ja paju õietolmu.



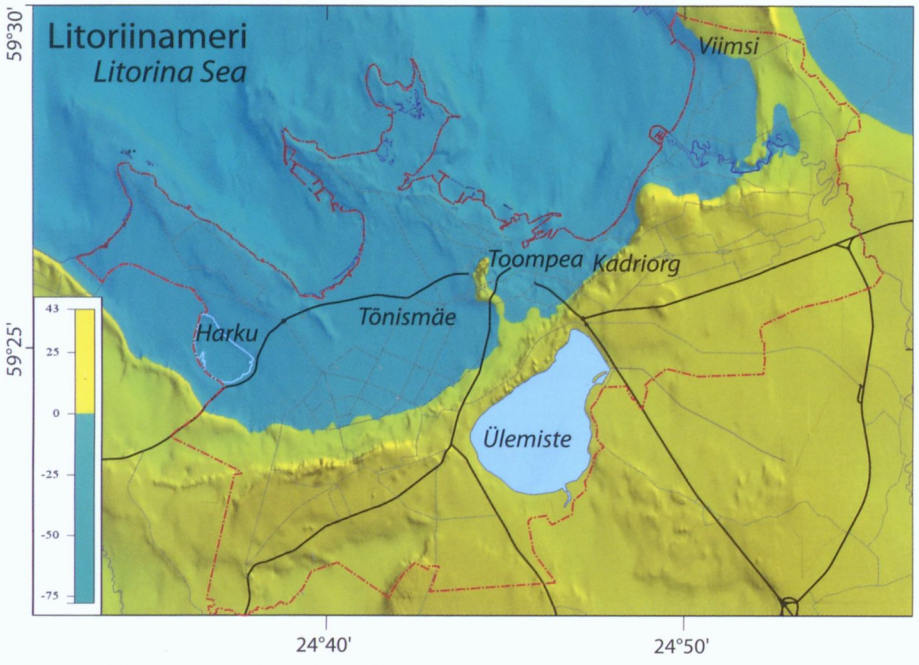
Joonis 2. Antsülusjärve (10 300 cal BP) rannajoone rekonstruktsioon Tallinnas.
Figure 2. The Ancylus Lake (10 300 cal BP) shoreline reconstructed for the Tallinn area.

Litoriinameri

Antsülusjärve mageveelisele staadiumile järgnenud soolaseveeline Litoriinameri (9800–4400 cal BP) on Tallinnas jätnud oma jälgi rannaastangute, harvem rannavallide näol. Ka see meri on nime saanud oma asukate – tigude *Littorina littorea* ja *Littorina saxatilis*'e järgi. Linna idaservas tähistab Litoriinamere rannajoont Kadrioru tagune paekalda jalam (22 m ü.m.p). Lubja tänava kohal eemaldus Litoriinameri paekaldast, mida näitab rannavall Liivalaia ja Tatari tänava, Pärnu maantee ja Kaarli puiestee kohal (Tammekann, 1934). Kaarli puiesteelt kulges rannajoon piki Toompea nõlva ning Tõnismäe läänenõlva lõunasse. Toompea ja Tõnismägi, nagu ka Viimsi poolsaar, ulatusid pikkade neemikutena kaugele merre (joonis 3). W. Ramsay (1929) on leidnud Litoriinamere rannamoodustisi Viimsis ja Kadriorus ning näidanud nende paiknemist Kroodis. Põhjaliku ülevaate Litoriinamere rannamoodustistest Tallinnas annab S. Künnapuu (1959), kirjeldades rannavalle neljas ning abrasiooniastanguid üheteistkümnes kohas. Võrreldes Antsülusjärve rannamoodustistega on Litoriinamere omad pinnamoes vähem märgatavad ning sageli tuiskliiva alla mattunud. Rannavalle esineb Pirita ja Harku tasandikul, kesklinnas ja Kosel, kõik enam-vähem 22-meetrisel absoluutkõrgusel.

Litorina Sea

The fresh-water Ancylus Lake was followed by a brackish-water Litorina Sea (9800–4400 years ago), which left behind coastal scarps, rarer beach ridges. Also this sea got its name after its inhabitants – the molluscs *Littorina littorea* and *Littorina saxatilis*. On the eastern border of the town, the Litorina Sea shoreline is marked by the foot of the limestone escarpment (22 m a.s.l.) behind Kadriorg Park. The location of a beach ridge in the area of Liivalaia and Tatari streets, Pärnu Road and Kaarli Avenue shows that at the site of current Lubja Street the sea moved away from the limestone coast (Tammekann, 1934). From Kaarli Avenue the shoreline run along the slope of Toompea Hill and the western slope of Tõnismägi Hill to the south. Like Viimsi Peninsula, also Toompea and Tõnismägi Hills jutted out into the sea as long capes (Figure 3). W. Ramsay (1929) mentioned Litorina Sea coastal formations at Viimsi and Kadriorg and showed their location at Kroodi. A more detailed survey was given by S. Künnapuu (1959) who described beach ridges at four and scarps at eleven sites. Coastal formations of the Litorina Sea are often buried under aeolian sand and they are less traceable in the topography than those of Ancylus Lake. Beach ridges occur on the Harku and Pirita Lowlands, in the centre of the town and at Kose, almost everywhere at 22 m a.s.l. In the surroundings of Kose Road, the gravel abounds in shells of *Cardium edule* and *Macoma baltica*. The diatom flora characteristic of the Litorina Sea appeared on the coast of West Estonia at least 8000 cal BP and the salinity of water reached 15–18‰ (Kessel & Punning, 1995). Pollen of the plants growing



Joonis 3. Litoriinamere (ca 7200 cal BP) rannajoone rekonstruktsioon Tallinnas.
Figure 3. The Litorina Sea (ca 7200 cal BP) shoreline reconstructed for the Tallinn area.

Kose tee ümbruse rannakruusast on leitud rohkesti limuste *Cardium edule* ja *Macoma baltica* kodasid. Litoriinamerele iseloomulik diatomeefloora ilmus Lääne-Eesti rannikule vähemalt 8000 aastat tagasi, kui Litoriinamere ulatuslikuma pealetungi ajal oli merevee soolsus tõusnud juba 15–18 ‰ (Kessel & Punning, 1995). Litoriinamere-aegsete taimede õietolmu on uuritud peamiselt ürgorgudesse ladestunud setetes. Männi ja kase õietolmu hulk on vähenenud, lepa, kuuse, sarapuu ja laialeheliste puude õietolmu sisaldus aga oluliselt suurenenud. Ilmselt kasvasid Tallinna lähiümbruses segametsad, liivasel rannikul aga männikud, jõeorgudes ja järvekallastel lepikud ja pajuvõsa.

Limneameri

Tallinna pinnamoes on jälgitavad ka nooremad ja madalamal tasemel asetsevad rannamoodustiste ahelikud. Kõige silmapaistvam on astangute rida klindiesisel tasandikul 12–13 m kõrgusel üle merepinna (Tammekann, 1934). Neid astanguid on seostatud Limneamere staadiumiga umbes 4400 aastat tagasi. Ka see veekogu Läänemere nõos on saanud oma nime sealse asuka – teo *Lymnaea peregra baltica* järgi. Limneamere rannik oli üldiselt madal ja äärmiselt lauge. Rannavalle enam ei kujunenud, küll aga astanguid Maarjamäel, Tiskres, Viimsis jm. Limneamere liivad ja aleuriidid on ehitustööde käigus sageli kas hävinud või kaetud kultuurkihiga, mille paksus on valdavalt 0,5 m, ulatudes kohati 8–10 meetrini.

Limneamere rannajoon kulges piki Harku ja Kadaka klindiastangu jalamit kagusse Kadaka külani, Kopli lahe joonel taandus uuesti kagusse (joonis 4). Teinud käänu ümber Toompea pöördus tagasi kagusse kuni Keldrimäeni, kust läbi Kadrioru kulges rööbiti Lasnamäe paekaldaga järsult kirdesse. Veelkord moodustas rannajoon looke sisemaa suunas Pirita ja Mähe kohal. Limneamere staadiumi alguses oli ranna lähedal kaks suuremat saart, üks Kakumäel ja teine Kopli poolsaare keskosas ning väiksem saareke Veskimetsas, praeguse loomaaia kohal. Ligikaudu 3000 aastat tagasi tekkis Kakumäe saarel ühendus mandriga, Kopli saar aga liitus mandriga 1000 aastat hiljem, juba meie ajaarvamise alguses (Saarse & Vassiljev, 2008).

Limneamere setted on õhukesed, valdavalt 1–5 m paksused. Setete õietolmu koostist on uuritud mitme mattunud oru läbilõikest. Neis leidub märkimisväärselt kuuse, männi, kase ja lepa õietolmu. Laialehiste puude õietolmu hulk võrreldes Litoriinamere setetega on oluliselt vähenenud. Kõige noorem sündmus Tallinna piirkonna rannajoone arengus on Paljassaare liitumine Kopli poolsaarega umbes 100 aastat tagasi, millele on kaasa aidanud juba ka inimene.

** Artiklis on kasutatud cal BP aastaid – "calibrated years before the present". ^{14}C meetodil määratud radiosüsiniku aastatelt on parandusskaalade abil üle mindud kalendriaastatele. ^{14}C ja cal BP aastad ei kattu – vanuse suurenedes kasvab ka erinevus nende vahel. (Toim).*

** In this article cal BP years – "calibrated years before the present" – are used. The measured radiocarbon date does not correspond directly to calendar years. Difference between ^{14}C years and cal BP years increases with increasing age. (Ed.).*

Kasutatud kirjandus

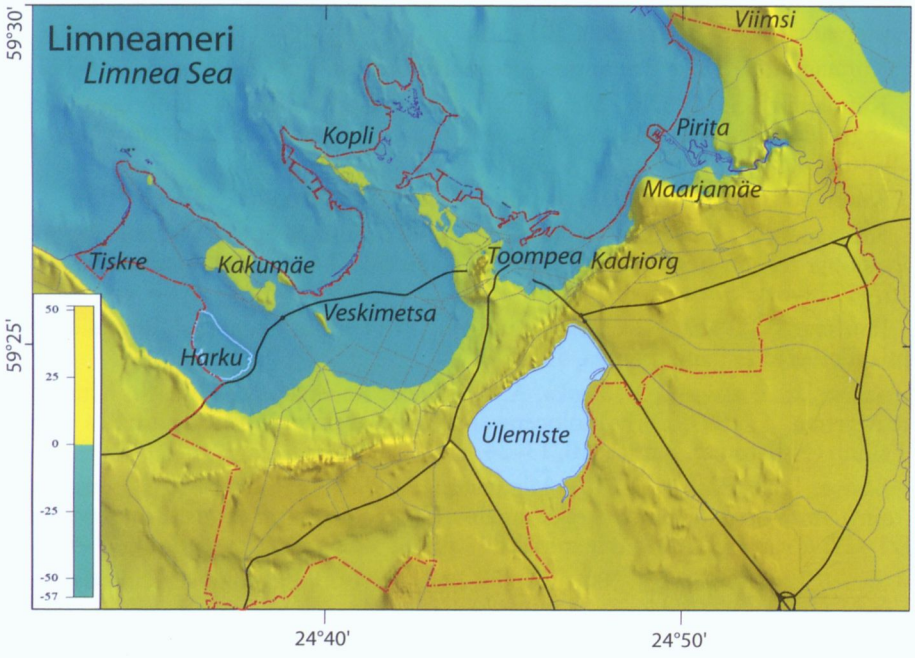
Heinsalu, A. 2000. Diatom stratigraphy and palaeoenvironment of the Yoldia Sea in northern Estonia. Proceedings Estonian Academy of Sciences. Geology, 49, 3, 218–243.

during that period was studied in the deposits of ancient valleys. In the pollen spectra, the share of pine and birch had decreased, while the content of alder, spruce, hazel and broad-leaved trees had considerably increased. In all likelihood, mixed forest were spread in the surroundings of Tallinn, pine forests grew on the sandy coast, alder and willow thickets in the river valleys and on the lake coasts.

Limnea Sea

In the topography of Tallinn, younger and lower beach ridges are also traceable at lower altitudes. Particular attention deserves the series of scarps in the foreklint lowland, at a height of 12–13 m a.s.l. (Tammekann, 1934). These scarps are referred to the Limnea Sea stage some 4400 cal BP. The sea owes its name to its inhabitant – the mollusc *Lymnaea peregra baltica*. The Limnea Sea coast is generally flat and extremely gentle. Beach ridges no longer formed, but scarps developed at Maarjamäe, Tiskre, Viimsi etc. During the construction works, the sands and silts of the Limnea Sea were destroyed or covered with a cultural layer, usually 0.5 m, occasionally 8–10 m thick.

The Limnea Sea shoreline ran along the foot of the Harku and Kadaka klint escarpments to the southeast as far as Kadaka Village. On Kopli Bay line it turned again to the southeast (Figure 4). Having curved around Toompea it headed back to the southeast and from Keldrimäe ran through Kadriorg parallel to Lasnamäe limestone escarpment to the northeast. At Pirita and Mähe it curved once more



Joonis 4. Limneamere (4400 cal BP) rannajoone rekonstruktsioon Tallinnas.
Figure 4. The Limnea Sea (4400 cal BP) shoreline reconstructed for the Tallinn area.

Heinsalu, A. & Veski, S. 2007. The history of the Yoldia Sea in Northern Estonia: palaeoenvironmental conditions and climate oscillation. Geological Quarterly, 51, 295–306.

Kents, P. 1939. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised illustreeritud Kõpu poolsaarel. Käsikiri Eesti Riigiarhiivis. Tallinn, 69 lk.

Kessel, H. 1961. Balti mere arenemisest Eesti NSV territooriumil Holotseenis. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi Uurimused VII. Tallinn, 167–185.

Kessel, H. 1979. Ülemiste järve geoloogilisest arengust ja tema setete vanusest. Raukas, A. (toim). Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Valgus, Tallinn, 154–160.

Kessel, H. & Künnapuu, S. 1970. Kvaternaarigeoloogiline matk Tallinna ümbruses. Eesti Loodus, 9, 566–571.

Kessel, H. & Pirrus, R. 1983. Hilisglatsiaalsete setete stratigraafilise liigestamise probleemid Eestis palünoloogia andmetel. Bartosh, T. (toim). Palünoloogia Baltikumi ja Balti mere geoloogilistes uuringutes. Zinatne, Riia, 14–17 (vene k).

Kessel, H. & Punning, J.-M. 1995. Läänemeri ja tema arengulugu. Raukas, A. (toim). Eesti. Loodus. Valgus, Tallinn, 218–227.

Kessel, H., Saarse, L., Vishnevskaja, E. & Sinisalu, R. 1986. Ülemiste järve geoloogiline areng (Tallinn, Eesti NSV). Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 35, 35–41 (vene k).

Künnapuu, S. 1959. Rannamoodustused Tallinnas. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1958, 51. Tallinn, 301–314.

Künnapuu, S. 1962a. Iru linnuse geomorfoloogiast. Eesti Loodus, 5, 289–292.

Künnapuu, S. 1962b. Mandrijää taandumisest Tallinna ümbruses. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1960/61. Eesti NSV Teaduste Akadeemia, Tallinn, 29–36.

Künnapuu, S. 1971. Harku-Männiku liivikud. Eesti Loodus, 12, 728–733.

Künnapuu, S., Raukas, A. & Tavast, E. 1981. Tallinna ja tema lähema ümbruse aluspõhja reljeef. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 30, 4, 167–172 (vene k).

Ramsay, W. 1929. Niveaurschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, 1–48.

Saarse, L., Heinsalu, A., Poska, A., Veski, S., Rajamäe, R., Hiie, S., Kihno, K. & Martma, T. 1997. Early Holocene shore displacement of the Baltic Sea east of Tallinn (N Estonia). Baltica, 10, 13–24.

Saarse, L. & Poska, A. 2001. Ülemiste järve tekke- ja arengulugu. Eensaar, A. (toim) Inimmõju Tallinna keskkonnale IV. Teaduslik-rakendusliku konverentsi (21.–22. november 2001. a) materjalid. Tallinna Botaanikaaed, Tallinn, 39–46.

Saarse, L. & Vassiljev, J. 2008. Kopli ja Paljassaare poolsaar olid veel hiljuti saared. Eesti Loodus, 10, 16–19.

Tammekann, A. 1934. Tallinna aseme pinnamoest. Eesti Loodus, 2, 34–37.

towards inland. At the beginning of the Limnea Sea, there were two bigger islands near the coast – one at Kakumäe and another in the middle of the Kopli Peninsula, and a small islet at Veskimetsa, at the site of the present day Zoo. Some 3000 years ago, Kakumäe Island became attached to the mainland, while the Kopli Peninsula merged with the mainland 1000 years later, at the beginning of our era (Saarse & Vassiljev, 2008).

The sediments of the Limnea Sea are thin, prevailingly 1–5 m thick. Their pollen composition has been studied in several buried valleys. The content of spruce, pine, birch and alder is remarkable. The share of broad-leaved trees has essentially decreased compared to Litorina Sea sediments. The most recent event in the development of the shoreline in the Tallinn area is the merging of Paljassaare and Kopli Peninsulas ca 100 years ago, in which man played a significant role.

Maakoore nüüdisliikumised Tallinnas

Avo Miidel

Tallinnas ja selle ümbruses toimuvaid ja maapinnal avalduvaid maakoore liikumisi on kahte tüüpi. Esiteks pikaajalised liikumised, mis on põhjustatud Eesti territooriumi vabanemisest mandrijää raskusest. Pikaajalised liikumised leiavad aset mitmesaja kilomeetri sügavuses jäiga litosfääri all olevas suhteliselt nõrgas viskoosses kihis – astenosfääris – ja on olemuselt glatsioisostaatilised. Nende liikumiste tagajärjel on maapind Eestis jääaja lõpust alates kerkinud. Teist liikumiste tüüpi iseloomustab maakoores kogunenud pingete äkiline vabanemine maavärinate näol. Ka need liikumised toimuvad üsna sügaval – Eestis on maavärinate hüpotsentri sügavus kuni 15 kilomeetrit. Lisaks mainituile täheldatakse veel maapinna lokaalset vajumist, mis pole aga seotud maakoore süvaprotsessidega.

Pikaajalised liikumised

Fennoskandia „absoluutse" kerke skeemist (Mörner, 1980) nähtub, et viimase 13 000 aasta jooksul on maapind Tallinnas tõusnud umbes 250–270 m. Looduses ei ole nii suurest kerkimisest Tallinnas ega selle lähiümbruses ühtegi jälge, sest maapinna kõrgus on ju ainult veidi üle 60 meetri. Pealegi osa kerkest realiseerus liustiku taandumisel selle paksuse vähenemise tõttu juba liustiku all, kuid selle kerke suurus pole teada.

Viimase 11 000–10 000 radiosüsiniku aasta jooksul toimunud maatõusu tõendavad Tallinna pinnamoes säilinud Läänemere vanad rannamoodustised. Joldiamere selgeid rannamoodustisi Tallinna ümbruses küll pole, kuid on teada selle aja laguunides kuhjunud setted (Saarse jt, 1997). Nende kõrguse ja vanuse põhjal tehtud arvutuste järgi kerkis maapind Tallinnas tol ajal 27,5 mm/a. See on üsna lähedane H. Kesseli ja A. Miideli (1973) poolt arvutatud kiirusele (26,5 mm/a). Seega kerkis maapind Tallinnas siis umbes kümme korda kiiremini kui praegu. Kasutades L. Saarse, J. Vassiljevi ja A. Miideli (2003) uurimuses esitatud rannajoone nihkumise kõverat Maardu lähedal Kroodis, selgub, et Antsülusjärve ajal võis maatõus olla veel üle 11 mm/a. Tegelik tõusu kiirus oli aga kindlasti suurem, kuid seda on üsna raske arvutada.

Edaspidi maatõusu kiirus vähenes veelgi. Litoriinamere ja Limneamere rannamoodustiste kõrgus Tallinnas on vastavalt 22–23 ja 12–13 m ü.m.p, nende vanus aga umbes 7000 ja 4000 radiosüsiniku aastat. Siit võib järeldada, et Litoriinamere ajal tõusis maapind 3,3–3,6 mm aastas ja hiljem 4000 aasta jooksul kiirusega 3 mm aastas. Tegelik maatõus oli siiski kiirem, sest alates Litoriinamere ajast oli meri ühenduses ookeaniga, mistõttu samaaegselt maatõusuga, kooskõlas ookeani veetaseme tõusuga, tõusis ka meretase. Selle nn eustaatilise meretaseme tõusu iseloomustamiseks on koostatud meretõusukõverad. Kui kasutada J. Harffi ja kaasautorite (Harff jt, 2001) poolt modifitseeritud N.-A. Mörneri kõverat, siis leiame, et 7000 radiosüsiniku aastat tagasi oli Litoriinamere tase ligi 10 m ja Limneamere tase selle alguses umbes meeter praegusest madalamal, mis tegeliku tõusu suuruse saamiseks tuleb liita rannamoodustiste kõrgusele. Siit tuleneb, et Litoriinamere ajal oli tõusu kiirus hoopis 6,3–6,7 mm aastas ja pärast seda ligi 3,3 mm aastas. Esitatu pole ilmselt mitte eriti täpne ja lähenemisviisilt mitte päris

Recent crustal movements in Tallinn

Avo Miidel

There are two types of crustal movements manifesting themselves at the earth's surface in Tallinn and its surroundings. Of those, the long-term movements are associated with the release of Estonia's territory from the load of the continental ice. These movements are glacioisostatic in origin and take place in a relatively weak viscous asthenosphere, which lies below the rigid lithosphere at a depth of several hundreds of kilometres. As a result of these movements, the land surface has been rising in Estonia since the end of the ice age. Another type of crustal movements is the result of a sudden release of energy in the Earth's crust that creates seismic waves. Also these seismic movements take place at considerable depths; in Estonia, the depth of hypocenters may reach 15 kilometres. Besides the above, there are also movements revealed as local submergences, which are not connected with the processes deep in the Earth's crust.

Long-term movements

The scheme of the absolute uplift of Fennoscandia (Mörner, 1980) shows that during the last 13 000 years the earth's surface rose some 250–270 m in Tallinn. There are no traces in nature testifying to thus great uplift in Tallinn or its immediate surroundings, because the height of the land surface is only 60 metres here. Besides, part of the uplift took already place under the retreating glacier due to the decreasing thickness of the ice sheet, but the value of this uplift is not known.

Evidence for land uplift during the last 11 000–10 000 ^{14}C years is provided by the old coastal formations preserved in the topography of the Tallinn area. In the surroundings of Tallinn, distinct coastal formations of the Yoldia Sea are absent, but there are sediments that accumulated in the lagoons of that time (Saarse et al., 1997). Based on their calculated heights and ages, the land surface rose at a rate of 27.5 mm per year at that time. This value is rather close to that (26.5 mm/yr) calculated by Kessel and Miidel (1973). Thus, at that time the rate of land uplift was ten times as high as at present. Using the curve presented by L. Saarse, J. Vassiljev and A. Miidel (2003) for the shoreline shift at Kroodi, we found that during the Ancylus Lake the land uplift could have exceeded 11 mm/yr. The actual rate was definitely higher, but it is quite difficult to calculate.

Afterwards the rate of land uplift decreased even more. In Tallinn, the coastal formations of the Litorina and Limnea Seas are at a height of 22–23 m and 12–13 metres a.s.l., respectively and their ages ca 7000 and 4000 ^{14}C years. Hence, during the Litorina Sea stage the earth's surface rose 3.3–3.6 mm/yr and during the next 4000 years 3 mm/yr. However, the actual rate was higher because since the Litorina Sea stage the sea was connected to the ocean, and simultaneously with land uplift, which took place in accordance with the ocean-level rise, the sea level also rose. Several curves have been compiled to characterise this eustatic sea-level rise. Based on the N.-A. Mörner's curve modified by J. Harff with co-authors (Harff et al., 2001), it was found that some 7000 ^{14}C years ago the water level in the Litorina Sea was ca 10 m and at the beginning of the Limnea Sea about a metre lower than at present. These values should be added to the height of the coastal

korrektne, kuid iseloomustab siiski jää alt vabanenud alade tõusu üldist tendentsi: algul kiire tõus, mis aja jooksul väheneb. See on heas kooskõlas kogu Skandinaavia jäätumise alalt saadud uurimistulemustega.

Viimase 150 aasta jooksul toimunud maakoore liikumiste uurimiseks kasutatakse peamiselt mareograafilist ja geodeetilist meetodit. Praeguseks on nende meetoditega koostatud vähemalt 40 Eesti ala hõlmavat maakoore nüüdisliikumiste skeemi (Miidel, 1992), millest enamiku järgi maapinna tõus Tallinnas jätkub. Juba 1958. aastal (Želnin, 1963) tehti kindlaks, et maapind Tallinnas kerkib 2,5 mm aastas, kusjuures sadama ala koos veemõõdupostiga vajub Lasnamäel oleva põhireeperi suhtes 4,4 mm aastas. Arvukatest uurimustest viitame siin veel mõnele. L. Vallneri, H. Sildvee ja A. Torimi (1988) andmetel kerkib Tallinn aastas 2,4 mm. Veidi hiljem arvutas J. Randjärv (1993) aastase maatõusu kiiruseks Tallinnas 1,7 mm, kuid üsna hiljuti kinnitas A. Torim (2004) uuesti, et tõus on siiski 2,4 mm. Mareograafide andmetele tugineva S. Jevrejeva, A. Rüdja ja J. Mäkineni (2001) uurimuse järgi on tõus aga väga väike – ligikaudu 0,1–0,2 mm aastas. Selle töö tulemused erinevad vähemalt millimeetri võrra varasematest kordusloodimiste tulemustest. Hoopis üllatavaid tulemusi andis Ida-Euroopa nüüdisliikumiste kaart (Boulanger jt, 1975), mille järgi maapind Tallinnas üldsegi ei kerki, vaid hoopis vajub kiirusega 0,2 mm aastas. Kordusloodimistega saadud tulemused (Vallner jt, 1988; Randjärv, 1993; Torim, 1997 jt) langevad hästi kokku Soomes koostatud maakoore nüüdisliikumiste kaartidega ja ilmselt pole põhjust kahelda, et maapind Tallinnas siiski kerkib kiirusega 2,4 mm aastas.

Maavärinad

Teatavasti on Eestiski aeg-ajalt maavärinaid. Neid on täheldatud ka Tallinnas ja selle ümbruses. H. Sildvee ja A. Nikonovi andmetel (Sildvee, 1991; Nikonov, 1992; Nikonov & Sildvee, 1992) värises maa Tallinnas 17.10.1602, 26.03.1853 ja 15.02.1869, Keri saarel 08.04.1912 ning Anijas 16.07.1931. Tallinna vanalinna hooneid uurides leidis A. Nikonov mitme ehitise seintes ja portaalides (Lai tn 16 ja 18, Vene tn 17 jm) väikesi murranguid, pealenihkeid ja pragusid, mis tema arvates tekkisid 1710. aastal Tallinnas toimunud maavärina tagajärjel.

Maavärinate kollete sügavus oli väike, vaid 5–6 km, ka magnituud oli tagasihoidlik, kõikudes 1,2–3,0 vahel, intensiivsus oli aga umbes 3–5 palli. Ainult 1710. aasta maavärina intensiivsust hindab A. Nikonov (2003) vähemalt 8-palliliseks. Kui see õige on, siis oli tegemist väga tugeva maavärinaga, võib olla tugevaimaga, mis Eestis eales maapinda raputanud on. Maavärinaid on tajutud tavaliselt üsna väikesel maa-alal, raadiusega mitte üle 30 km.

Eestis toimunud maavärinate epitsentrid asuvad kas loode–kagusihilises Paldiski – Pihkva süvamurrangute vööndis või sellega peaaegu ristuvates kirde–edelasihilistes rikkevööndites (Sildvee, 1991; Nikonov & Sildvee, 1992 jt). Üks markantsemaid kirde–edelasihilisi rikkevööndeid paikneb Soome lahes (Saari, 1992). Lääne-Eesti rannikul on rida epitsentreid Vihterpalu rikkega paralleelsel joonel. Arvatakse, et maavärinad on tingitud vanemate rikete aktiviseerumisest.

Suuri tektoonilisi rikkeid Tallinnas pole kindlaks tehtud. Seni on leitud mõnemeetrilise amplituudiga murranguid, pealenihkeid ja kurde Toompea jäänuki nõlvadel ja Tõnismäel, mida peetakse liustiku survel tekkinuiks. Ühes käsikirjalises uurimuses väidab H. Sildvee, et Tallinnas ja selle läheduses toimunud maavärinate

formations to obtain the actual value of the uplift. From here follows that during the Litorina Sea the actual rate of land uplift was 6.3–6.7 mm/yr and afterwards ca 3.3. mm/yr. Evidently, this is not the rightest approach and the values obtained are not particularly precise, but they characterise the general tendency of land uplift, which was rapid at first and then progressively slowed down. This is in good accordance with the results obtained over the whole Scandinavian glaciation area.

The crustal movements during the past 150 years have been studied by means of mareographic and geodetic methods. In this way at least 40 schemes of contemporary crustal movements in the territory of Estonia have been compiled (Miidel, 1992). Most of the schemes show ongoing land uplift in Tallinn. Already in 1958 (Zhelnin, 1963) it was established that the earth's crust is rising at a rate of 2.5 mm per year in Tallinn, but the harbour area is sinking 4.4 mm per year relative to the main benchmark of Lasnamäe. According to L. Vallner, H. Sildvee and A. Torim (1988), the area of Tallinn is rising 2.4 mm per year. J. Randjärv (1993) obtained 1.7 mm for the land uplift rate in Tallinn. Some years later A. Torim (2004) once again stated that the rate of sinking is 2.4 mm per year. Based on mareograph data, S. Jevrejeva, A. Rüdja and J. Mäkinen (2001) maintained that the rate is very low – approximately 0.1–0.2 mm per year. Their results differ by at least one millimetre from those obtained through earlier repeated levellings. The reason is not yet entirely clear. Quite suprising results gave the map of the East European contemporary movements (Boulanger et al., 1975). According to this map, the earth's crust in Tallinn is not rising, but sinking at a rate of 0.2 mm per year. The results of repeated levelling (Vallner et al., 1988; Randjärv, 1993; Torim, 1997) are in good accordance with the maps compiled on contemporary crustal movements in Finland, and evidently there is no reason to doubt that in Tallinn the earth's crust is rising at a rate of 2.4 mm per year.

Earthquakes

From time to time, earthquakes occur in Estonia. They have also been registered in Tallinn and its surroundings. According to H. Sildvee and A. Nikonov (Sildvee, 1991; Nikonov, 1992; Sildvee & Nikonov, 1992) the ground was shaking on Oct. 17, 1602; March 26, 1853 and February 15, 1869 in Tallinn, on April 8, 1912 on Keri Island and on July 16, 1931 at Anija. A. Nikonov studied several buildings in the old part of Tallinn, and discovered small faults, overthrusts and cracks in walls and portals, which he associated with the earthquake registered in Tallinn in 1710.

The focal depth of earthquakes was usually 5–6 km, magnitude 1.2–3.0, and intensity 3–5. According to A. Nikonov (2003), in 1710 the intensity of the earthquake was at least 8. If this is true, then it must have been a very powerful earthquake, may be the strongest that has ever occurred in Estonia. The earthquakes were usually felt in a relatively small area, not exceeding 30 km in radius.

The epicenters of earthquakes, which have taken place in Estonia, are located either in the northwest–southeast trending Paldiski–Pskov zone of deep-seated faults or in the disturbance zones of northeast–southwest orientation (Sildvee, 1991; Nikonov & Sildvee, 1992 a.o.). One of the largest disturbance zones of northeast–southwest orientation is located in the Gulf of Finland (Saari, 1992). On the West Estonian coast, there are several epicentres on a line parallel to the Vihterpalu fault. It is thought that earthquakes are caused by activation of old faults.

epitsentrid asuvad gravitatsioonivälja tugevas gradiendivööndis, mille lähedale jäävad ka eespool nimetatud Soome lahes olev ja Osmussaare–Viiburi joonele jääv rikkevöönd ning sellega paralleelne Maardu rikkevöönd laiusega 2–6 km ja kihtide nihkumise koguamplituudiga 22 m.

Eesti ala esialgse seismotektoonilise rajoonimise skeemi põhjal kuulub Tallinn ja selle ümbrus 7-pallise intensiivsusega maavärinate alasse (Sildvee, 1991), mida tuleks arvestada suurte energeetikaobjektide projekteerimisel. Lisaks on Tallinnas rida mattunud orge, mida täitvate setete ülemine kuni 30 meetri paksune osa koosneb pehmetest peeneteralistest vettsisaldavatest ja kohati savikatest liivadest ning aleuriitidest. Sellised setted suurendavad ala seismilist riski 1–2 palli võrra. Oht peitub setete likvatsioonis ehk vesiliivastumises, sest seismilise tõuke tagajärjel kaob momentaanselt setteosakeste vaheline sidusus ja veest küllastunud sete muutub vedelaks massiks ning pinnase võime toetada ehitisi kaob. Kas seda asjaolu on arvestatud seismilise riski hindamisel Tallinnas, pole teada, kuid on üsna tõenäoline, et kõrghoonete ehitamisel pole võimalikku seismilist riski arvesse võetud. Võib-olla peaks seda siiski tegema? Ilmselt tõstaks see aga ehitiste maksumust, mis teadagi ei meeldi tellijale.

Fennoskandia maatõusu ja maavärinate põhjuseks peetakse mandrijää sulamisest põhjustatud maakoore isostaatilise tasakaalu taastumist ja sellega kaasnevaid pingeid. Kuid möödunud sajandi viimase 25 aasta jooksul kogunes üha rohkem fakte, mis pole hästi seletatavad ainult glatsioisostaasiaga (Mörner, 1980; Chen, 1991; Fjeldskaar jt, 2000; Harf jt, 2001 jt). Arvatakse, et glatsioisostaatiline kerkimine lakkas 6000–7000 aastat tagasi ja tänapäevani jätkuv tõus on tektooniline. On ka arvamusi, et maatõus on suures osas siiski glatsioisostaatiline, kuid ligikaudu 10 % sellest moodustab tektooniline komponent (Chen, 1991). Horisontaalsete liikumiste puhul oletatakse Põhja-Atlandis toimuvate riftiprotsesside mõju.

Lokaalsed vajumised

Möödunud sajandi kuuekümnendatel aastatel leiti, et Tallinnas on kohti, kus maapind vajub väga kiiresti (Lutsar, 1965; Vallner & Lutsar, 1966). R. Lutsari uurimus näitas, et juba 1879. aastal täheldatud vajumine on aja jooksul üha suurenenud ja levinud mere äärest ikka rohkem lõunasse, kus vajumisala koondus lõpuks ühe mattunud oru kohale. 1960. aastate esimesel poolel tehtud loodimiste põhjal oli aastane vajumiskiirus mere lähedal kaubasadama alal üle 35 mm. Selgus, et vajumine oli põhjustatud mattunud orgudes olevate mereliste ja jääjärveliste setete tihenemisest, mille põhjuseks omakorda oli põhjavee intensiivne tarbimine–pumpamine Kambriumi–Vendi veehorisondist (Vallner & Lutsar, 1966), mille tagajärjel piesotase alanes 20–25 m. Tehti kindlaks, et aastatel 1961–1964 langes maapind kaubasadamas 0,6 m. Uuemad uurimused (Kall & Torim, 2003) näitavad, et vajumine mattunud orgude kohal on praeguseks peatunud või asendunud isegi vähese tõusuga (kuni 0,4 mm aastas). E. Sepa (2002) andmetel on Tallinna kesklinnas, mis küllalt suures osas asub mattunud orgude kohal, veevõtt Kambriumi–Vendi veeladestust tunduvalt vähenenud. Kui 1990. aastal oli see $10{,}36 \times 10^3$ m³/d, siis 1999. aastal ainult $1{,}94 \times 10^3$ m³/d, kogu Tallinnas vähenes veevõtt samal ajal $38{,}23 \times 10^3$ m³/d-lt kuni $14{,}6 \times 10^3$ m³/d. Samast veeladestust vett ammutavate puurkaevude hulk on samuti oluliselt vähenenud, kesklinnas näiteks 25-lt 10-ni.

In the area of Tallinn, no big tectonic faults have been established so far. The hitherto found faults, overthrusts and folds, some metres in amplitude, on the slopes of Toompea and Tõnismägi Hills probably developed under the pressure of the glacier. In his manuscript Sildvee maintains that the epicentres of the earthquakes registered in Tallinn and its surroundings are located in a strong gradient zone of the gravitational field. In the vicinity, there is also the aforenamed disturbance zone on the Osmussaar–Viiburi line in the Gulf of Finland, but also the Maardu disturbance zone running parallel to the former. The width of the Maardu zone is 2–6 km and the total amplitude of the shift of layers is 22 m.

According to the preliminary seismotectonic classification scheme, Tallinn and its surroundings belong to the areas of earthquake intensity 7 (Sildvee, 1991). This should be considered, for instance, when designing big objects of the energetics. Besides, there are a lot of buried valleys in Tallinn filled with sediments the uppermost 30 metres of which consist of soft fine-grained water-containing and in places clayey sands and silts. Such sediments increase the seismic risk of the area by 1–2 units. These sediments may turn into quicksand. As a result of seismic shock, sediment particles are instantly forced apart, the water-saturated sediment turns into a liquid mass and the ground looses its ability to support constructions. We don't know whether this danger was taken into account in constructing high buildings in Tallinn. Probably not. Perhaps it should be done, but this would raise the cost of buildings, which customers won't like.

Recovery of isostatic equilibrium in the earth's crust as a result of ice sheet melt and the resultant strains are considered as the main agents responsible for the land uplift and earthquakes in Fennoscandia. However, the past 25 years of the last century have revealed an abundance of facts, which are difficult to explain with glacioisostatic processes alone (Mörner, 1980; Chen, 1991; Fjeldskaar et al., 2000; Harf et al., 2001 a.o.). An opinion has been expressed that glacioisostatic uplift ceased 6000–7000 years ago and the still ongoing land uplift is tectonic. It has also been stated that land uplift is in a great deal glacioisostatic, and the share of the tectonic component is 10% (Chen, 1991). Rift processes taking place in the North Atlantic are assumed to influence horizontal movements.

Local subsidences

In the 1960s, it was established that there are places in Tallinn where the ground is sinking at a very high rate (Lutsar, 1965; Vallner & Lutsar, 1966). According to Lutsar (1965), the subsidence that was noticed already in 1879 has increased with time and has spread from the sea further south. Finally, the subsidence area concentrated above a buried valley. Levellings performed in the first half of the 1960s showed that the area of the trading port was sinking more than 35 mm a year. It was found out that the subsidence was caused by compaction of marine and limnoglacial sediments in buried valleys, which in its turn, resulted from intensive pumping of water from the Cambrian–Vendian aquifer (Vallner & Lutsar, 1966). As a result of this, the piezometric level sank 20–25 m. During 1961–1964, the land surface sank 0.6 m in the area of the trading port. More recent studies (Kall & Torim, 2003) have shown that above buried valleys subsidence has stopped by now or has been replaced by a slight rise (up to 0.4 mm per year). According to E. Sepp (2002), in the central part of Tallinn, which is mostly situated above buried valleys, water consumption from the Cambrian–Vendian aquifer has considerably

Vaatamata piiratud territooriumile on Tallinnas ja selle ümbruses toimunud erineva iseloomuga maakoore liikumisi. Nende uurimine pakub huvi teaduslikust aspektist, kuid mitte ainult. Võib-olla tuleks edaspidi projekteerimis- ja ehitustegevuses senisest rohkem tähelepanu pöörata võimaliku seismilise riski hindamisele. Nagu näitas 2004. aastal Kaliningradis toimunud mõõduka tugevusega maavärin, ei olegi sellised nähtused siinkandis haruldased.

Kasutatud kirjandus

Boulanger, Yu., Deumlich, F., Entin, J., Joo, I. et al. 1975. Summary map of the recent vertical crustal movements for Eastern Europe. Boulanger Yu. D. (toim) Problems of recent movements. Valgus, Tallinn, 31–43.

Chen, R. 1991. On the horizontal crustal deformations in Finland. Reports of the Finnish Geodetic Institute 91:1, Helsinki, 98 lk.

Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. & Fjeldskaar, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. Quaternary Science Reviews, 19, 1413–1422.

Harff, J., Frischbutter, A., Lampe, R. & Meyer, M. 2001. Sea-Level Change in the Baltic Sea: Interrelation of Climatic and Geological Processes. Gerhard, L. C., Harrison, W. E. & Hanson, B. M. (toim). Geological perspectives of global climatic change, 231–250.

Jevrejeva, S., Rüdja, A. & Mäkinen, J. 2001. Postglacial rebound in Fennoscandia: new results from Estonian tide gauges. Intenational Association of Geodesy Sümposia, Vol. 123. Sideris, Gravity, Geoid and geodynamics. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg, 193–198.

Kall, T. & Torim, A. 2003. Vertical movements on the territory of Tallinn. Journal of Geodynamics, 35, 511–519.

Kessel, H. & Miidel, A. 1973. Hilis- ja jääajajärgsetest maakoore liikumistest Eestis. ENSV Teaduste Akadeemia Toimetised. Keemia. Geoloogia, 22, 3, 257–264 (vene k).

Kessel, H. & Raukas, A. 1979. The Quaternary History of the Baltic. Estonia. Gudelis, V. & Königsson, L.-K. (toim). The Quaternary History of the Baltic. Acta Univ. Ups. Symp. Univ Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis: 1. Uppsala, 127–146.

Lutsar, R. V. 1965. Displacements of the Bench Marks of the Levelling System Network of the City of Tallinn. Recent Crustal Movements, 2. Tartu, 288–293 (vene k).

Miidel, A. 1992. Vaateid maakoore nüüdisliikumistest Eestis. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat, 27. kd, Valgus, Tallinn, 5–19.

Mörner, N.-A. 1980. The Fennoscandian Uplift: Geological Data and their Geodynamical Implication. Mörner, N.-A (toim). Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. Wiley & Sons, New-York, N. Y., 251–283.

decreased. In Old Town, the groundwater extraction decreased from 10.36 x 10^3 m^3/d in 1990 to 1.94 x 10^3 m^3/d in 1999, in whole Tallinn from 38.23 x 10^3 m^3/d to 14.6 x 10^3 m^3/d, respectively. The number of wells using water from the same aquifer has decreased from 25 to 10.

Despite the small area, crustal movements of different character have taken place in Tallinn and its surroundings. These are very interesting from the scientific point of view. But not only. Much more attention should be paid to the assessment of potential seismic risk, because events of that kind are not rare and may also occur in this part of the Earth as showed the moderately strong earthquake in Kaliningrad in 2004.

Kasutatud kirjandus (järg)

Nikonov, A. A. 1992. Distribution of Maximum Observed Tremors and Zones of Possible Occurence of Earthquakes in Estonia. Izvestiya, Earth Physics, 28, 5, 430–434.

Nikonov, A. A. 2003. Fennoskandia – alahinnatud maavärinaid genereeriv regioon. XXI sajandi geofüüsika: 2002. aasta. Nauchnyi Mir, Moskva, 207–214 (vene k).

Nikonov, A. A. & Sildvee, H. 1992. Historical Earthquakes in Estonia and Their Seismotectonic Position. Geophysica (1991), 27, 1–2, 79–93.

Randjärv, J. 1993. Vertical movements of the Earth`s crust in the Baltic region. Reports of the Finnish Geodetic Institute, 93: 2, Helsinki, 33 lk.

Saari, J. 1992. A Review of the Seismotectonics of Finland. Report YJT-92-29, 79.

Saarse, L., Heinsalu, A., Poska, A., Veski, S., Rajamäe, R., Hiie, S., Kihno, K. & Martma, T. 1997. Early Holocene Shore Displacement of the Baltic Sea East of Tallinn. Baltica, 10, 13–24.

Saarse, L., Miidel, A. & Vassiljev, J. 2003. The role of K. Orviku in the studies of the Litorina transgression in Estonia. Raukas, A. & Kukk, H. (koost ja toim International Symposium on Human Impact and Geological Heritage. In Memory of Academician Karl Orviku. Excursion Guide and Abstracts. Tallinn, 115–117.

Sepp, E. 2002. Tallinna vesi eile, täna, homme. Rebellis AS, Tallinn, 244 lk.

Sildvee, H. 1991. Eesti maavärinad ei jää kahe silma vahele. Eesti Loodus, 12, 699–701.

Želnin, G. A. 1963. Kordusloodimiste kasutamine vertikaalsete maakoore liikumiste uurimisel Eesti NSV territooriumil. Maakoore kaasaegsed liikumised, 1. NSVL Teaduste Akadeemia, Moskva, 95–104 (vene k).

Torim, A. 2004. Maakoore tõusust ja rannajoone muutustest Eestis. Geodeet, 28, 57–62.

Vallner, L. & Lutsar, R. 1966. On the deformation of the earth`s surface on the territory of Tallinn. Proceedings of the Second International Symposium on Recent Crustal Movements. Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A, III, Geol.-Geogr., 90. Helsinki, 387–394.

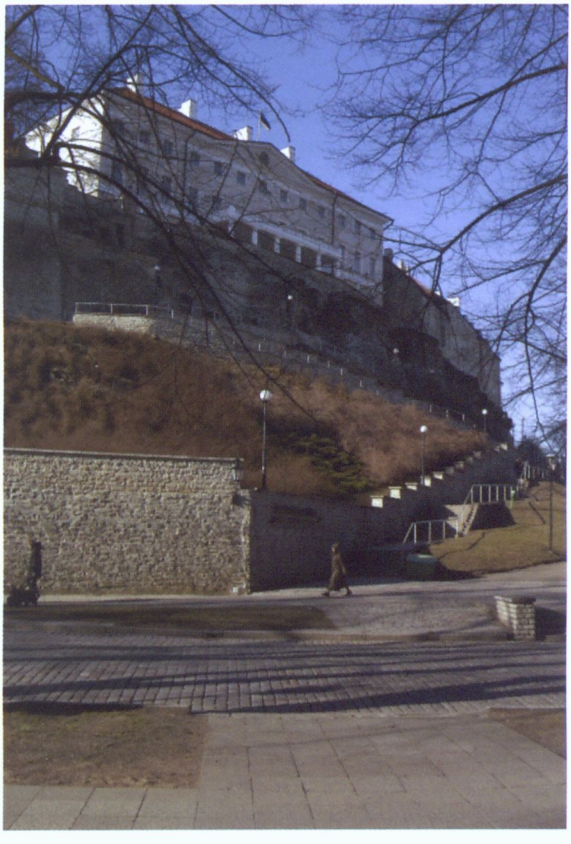
Vallner, L., Sildvee, H. & Torim A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. Journal of Geodynamics, 9, 215–223.

Klindilinn Tallinn

Kalle Suuroja

Iga linn, eriti pealinn, vajab ja otsib oma tunnusmärki. Ei ole ka Tallinn selles suhtes mingi erand. Oma tunnusmärk keskaegse vanalinna näol on Tallinnal justkui olemas ja see, mis juba 1997. aastal UNESCO maailmapärandi nimekirja kantud, on igati auväärne. Kuid kadeduseussike jääb ikkagi hinge närima, sest eks seisa selles kuulsusrikkas nimekirjas Tallinna kõrval ka Riia ja Vilnius oma vanalinnadega. Tallinna vanalinn on neist arusaadavalt muidugi iga kandi pealt üle, aga kuidas seda lihtsat tõde selgeks teha tuhandete kilomeetrite kaugusel oma reisisihte seadvale võõramaalasele?

Kas on rohtu, mis avitab? Proovitud on nii kõhedavõitu Bernt Notke Surmatantsuga kui ka Tauno Kangro veel sündimata Kalevipoja kujuga. Kahjuks ei ole peale kodutüli viimasest midagi välja tulnud. Kuid laskem siiski pilgul otsivalt ringi käia üle linna ja paesel klindisaarel end sisse seadnud Toompea, üle Lasnamäe rinnatise ja Kadaka panga, üle Kakumäe ja laululavataguse Suhkrumäe... Mida me näeme? Klindiastangut näeme! Kord madalamat, kord kõrgemat, kord paese seinana kerkivat, kord liivakivist voolitut, kord järsakutega hirmutavat, kord murukamaraga silutut. Tallinna seni veel leidmata tunnusmärk ehk see, mis eristataks teda otsustavalt naabritest ja äratаks kaugelt tulnud reisihuvilise tähelepanu, ongi just neis Põhja-Eesti klindi järsakuis. Linnulennult on Balti klint, mis jääb Ölandi lõunatipu ja Laadoga järve vahele, umbes 1200 km pikk ja ainult 30 km sellest on Tallinna päralt (joonis 1). Ühtpidi ainult kaks ja pool protsenti, kuid teisalt ikkagi rohkem kui ühelgi teisel linnal Balti klindi regioonis. Olgu selleks teiseks siis tilluke Borgholm Ölandi klindil või miljonilinn Peterburi.



Joonis 1. Klindilinn Tallinn.

Figure 1. Tallinn – city of the Klint. Photo: K. Suuroja.

Klint town Tallinn

Kalle Suuroja

Each town, especially a capital, needs something to transmit its essence. The Old Town included in the UNESCO World Heritage List in 1997 doubtlessly is a worthy sign, but Riga and Vilnius, the capitals of our neighbouring countries have old towns, too. Of course our own Old Tallinn is much more outstanding compared to them, but how to explain it to the visitors coming from the other side of the world...? So Tallinn would need another presentable sign. There have been several candidates, starting with Bernt Notke's Danse Macabre up to Tauno Kangro's sculpture of Kalevipoeg saving the sailors in the Tallinn Bay (the statue is only in the stage of designing), but none of these has been the right one. So let's look around once again – across the town, Toompea Hill, Lasnamägi, Kadaka Cliff, Kakumäe and Suhkrumägi Cliff behind the Song Festival Grounds... What we see is the klint escarpment. In places lower, elsewhere higher; here abrupt limestone wall, there made of softer limestone; here threatening precipice, there covered with soft grass. So maybe namely these escarpments of the Baltic Klint are what would decidedly differentiate Tallinn from its neighbours and intrigue the tourists.

At beeline the Baltic Klint between the Öland's southern end and Lake Ladoga is ca 1200 km long, and the Tallinn Klint section forms only 30 km of it (Figure 1). On one hand it is only 2.5% of the whole klint, but on the other hand this is more than any other town within the whole Baltic Klint, be it the tiny Borgholm on the Öland Klint, or metropolis St. Petersburg near Lake Ladoga.

What does the word *klint* mean?

In Swedish and Danish languages, *klint* means a coastal escarpment. In Swedish it also means a "steep-sloped mountain top" or "cornflower". Driven by the eastward ambitions of the Danes and Swedes in the Viking period, the word *klint* spread also into the languages of the countries of the Baltic east coast: Germans have *Glint*; Russians *глинт* (glint); Lithuanians *klintis*; Latvians *klinšu* or *klints*.

A Swedish geologist and klint researcher A. Martinsson (1958) suggested that the word *klint* comes from the Swedish-Danish primal language word *klev*, which denoted an escarpment, be it on a seacoast or riverbank. From there the word was supposedly adopted through Scotland into the English language, where it has transformed into *clint*. The word exists also in Scottish but is not used in the meaning of an escarpment in English: the word *clint(s)* together with *grike* is used in English to characterize a karren landscape with widened joints (*grikes*) formed through the dissolution of jointed limestone surfaces, and smaller limestone blocks (*clints*) between them. The first Danes brought the term "klint" into Tallinn on the 11th century. V. Paats (1995) notes that *klint* or *glint* have been in use in Estonian already since the 14th century. In a border dispute held in 1349 in the Tallinn Town Council, it is mentioned both as a fence (*Glint dictum in vulgari*) and a limestone wall (*glintmure*). Account books of Tallinn Town Council of 1481 and 1489 refer to a person called Jacob living at the foot of the klint (*under deme klinte*, *Klynthe*, *klinde*).

Mida sõna *klint* tähendab?

Sõna *klint* tuleneb rootsi ja taani keelest ja seal tähendab see rannaastangut. Samas on tal ka järskude külgedega mäetipu või siis rukkilille tähendus. Taanlaste ja rootslaste viikingiaegse ja ka hilisema idasuunalise ekspansiooniga jõudis sõna *klint* rannaastangu tähenduses ka Läänemere ida- ja lõunaranniku rahvaste keeltesse – sakslastel *Glint*, venelastel *глинт* (glint), leedulastel *klintis*, lätlastel *klinšu* või *klints*.

Tallinnasse jõudis klint koos esimeste taanlastega 11. sajandil. V. Paatsi (1995) leiab otseseid ülestähendusi sellest, et sõna *klint* või *glint* oli Tallinnas kasutusel juba 14. sajandil. Ühes Tallinna rae 1349. aastast pärit piirivaidluses on seda sõna kasutatud tara (*Glint dictum in vulgari*), teises aga paest müüri (*glintmure*) tähenduses. Rae 1481. ja 1489. aasta arveraamatuis viidatakse aga kellelegi Jacobile, kes elanud klindi jalamil (*under deme glinte*, *Klynthe*, *klinde*). G. Blumbergi (1871) kooliõpikus "Juhataja kodu- ja isamaa tundmisele" kasutatakse klindi tähenduses ka sõnapaare *maltsa kallas* ja *kõrge kallas*. *Maltsakallast* kaljuse mereranna tähenduses kasutas ka kuulus keelemees F. J. Wiedemann (1805–1887) 1869. aastal, kuid ta pakkus klindi eestikeelse vastena panka. K. Sallmann (1880) pakub baltisaksa sõnaraamatus glint'i, kuid mainib, et eesti keeles tarvitatakse seda sõna vähe. Eesti Kirjanduse Seltsi maateaduslikku terminoloogiat korrastav alamtoimkond võttis 1910. aastal eesti keeles kasutusele varem äraproovitud sõna *maltsakallas*. Maltsakalda nime kandva klindiastangu, kuigi merekauge ja osaliselt mattunud, leiame Lääne-Virumaalt Viru-Nigula vallast Iilast vana linnamäe kohalt. Tartu Ülikooli maateaduse professori J. G. Granö (1917) Eesti maastikuliste üksuste reas on maltsakallas (glint) auväärsel esimesel kohal (joonis 2). Samas 1929. aastal ilmunud "Valik saksa- ja eestikeelseid geoloogilisi oskussõnu" pakub *glindi* vastena eesti keeles *klinti* või *panka*. Esimene eesti soost geoloog Hendrik Bekker (1891–1925) eelistab *paeseina* (1919) ja Eesti looduskaitse üks rajajaid Gustav Vilbaste (1885–1967) *järskrannikut* (1938). Viimased ajad on sellele sõnade paljususele lisanud *paekalda ja pankranniku*. Pankrannik on pakutuist vast kõige sobilikum, sest mida muud kui pankadest koosnev rannik see klint siis ikka on. Paekallas kõlab küll hästi ja tähendusrikkalt (paas on Eesti rahvuskivi ja paest sein on see, mis klindiastangule ilme annab), kuid põhimõtteliselt on ta vale, sest enamus sellest, mis klindiastangus meetritega mõõta annab, ei kuulu mitte paele vaid hoopis liivakivile ja sinisavile.

Balti klint – mis see on?

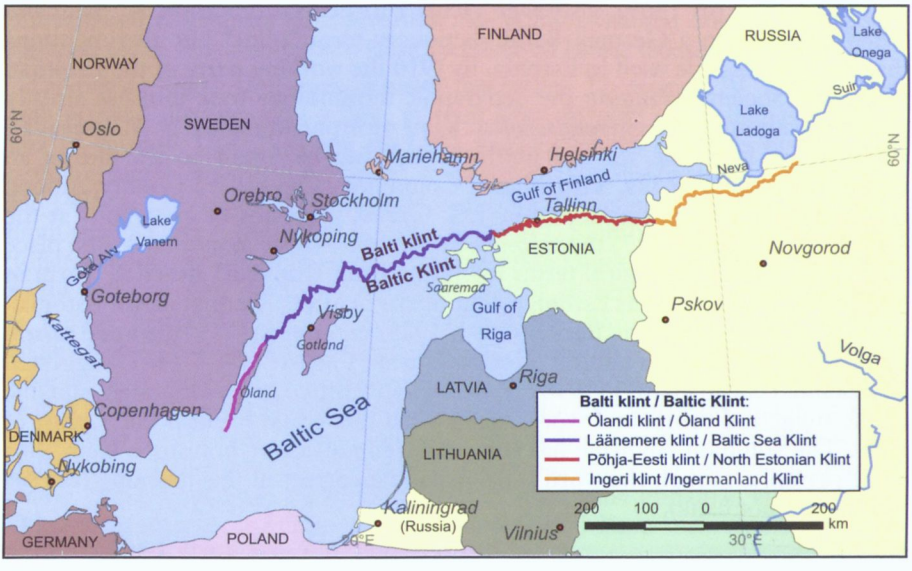
Eks ikka aluspõhja kivimitesse murrutatud rannaastang Läänemere ääres. Olgu siis kas tänapäevast, veel veepritsmeis nõretavat, või siis juba tuhandete aastate eest mere või pinnakatte setete alla mattunut. Silma hakkavad just esimesed, kuid me ei või unustada ka mattunud klinti, mida kilomeetritega mõõdetult on mitmeid kordi rohkem kui paljanduvat.

Balti klint – see on eelkõige murrutusastangud Fennoskandia (Balti) kilbi ja Ida-Euroopa platvormi äärel, st kilbi kõvade kristalsete ja platvormi pehmemate settekivimite piiril. Balti klint (joonis 3) saab alguse merepõhjast Ölandi saarest lõuna pool ja kulgeb sealt piki saare läänerannikut selle põhjatipuni, et siis itta suundudes ületada Läänemeri. Soome lahe suudmes Osmussaare põhjatipus jõuab Balti klint Eestimaale ja kulgeb siit piki Põhja-Eesti rannikut Laadoga järve lõunarannikuni Loode-Venemaal. Astangute ehituse iseärasustest lähtuvalt jaguneb enam kui 1200

In a study book "A Guide to Knowledge of Home- and Fatherland" by G. Blumberg (1871), the terms *maltsa kallas* and *kõrge kallas* ("high coast") are used in this meaning. A famous linguist Ferdinand Johann Wiedemann (1805–1887) already used the word *maltsakallas*, while also suggesting the word *kallastik* and, somewhat later (in 1869), also *pank* ("cliff") to denote the klint. K. Sallmann (1880) suggests in a German-Baltic dictionary term "glint" but also mentions that the word is little used in Estonia. In 1910 the working party of the Estonian Literature Society arranging the geographic terminology took into use already previously attempted term *maltsakallas*. Klint escarpment named as Maltsakallas, although far from the sea and partly buried, can be found on the site of an ancient settlement in Iila, Viru-Nigula Commune, Lääne-Viru County. Among the landscape units distinguished by J.G. Granö, professor of geography at the University of Tartu (1917) the *maltsakallas* (*glint*) holds the honourable first place (Figure 2). "Some geological terms in German and Estonian" issued in Tartu in 1929 offers *klint* or *pank* as Estonian equivalents of glint. The first native Estonian geology professor Hendrik Bekker (1891–1925) suggested (1919) the word *paesein* ("limestone wall") and a natural scientist Gustav Vilbaste (1885–1967) suggested *järskrannik* ("steep coast") (1938). *Pankrannik* ("cliff coast") is the most suitable of the suggested compound words, since what else could it mean but a coast of cliffs. The common language has still preferred *paekallas* ("limestone bank") for some reason, although the word is principally incorrect in this meaning (the sea has a coast, not bank).

Joonis 2. Maltsakallas Lääne-Virumaal.
Figure 2. Maltsakallas in Lääne-Viru County. Photo: K. Suuroja.

km pikkune Balti klint neljaks alalõiguks ehk regionaalseks klindiks ja läänest itta liikudes oleksid need Ölandi (u 150 km), Läänemere (u 500 km), Põhja-Eesti (u 300 km) ja Ingeri klint (u 250 km).



Joonis 3. Balti klint. Kujundus H. Bauert.
Figure 3. Baltic Klint. Design by H. Bauert.

Põhja-Eesti klint – see on Balti klindi astangud Põhja-Eesti rannikul Osmussaare ja Narva vahemikus. Oma ehituse iseärasuste alusel on Põhja-Eesti klint jaotatud kaheksaks alalõiguks: 1. Loode-Eesti (u 40 km), 2. Lääne-Harju (u 35 km), 3. Tallinna (u 30 km), 4. Ida-Harju (u 40 km), 5. Lahemaa (u 30 km), 6. Lääne-Viru (u 40 km), 7. Ida-Viru (u 55 km) ja 8. Vaivara (u 30 km) klindilõik. Nende klindilõikude piires on eristatud veel enam kui sadakond väiksemat morfoloogilist üksust: klindiplatood, -poolsaart, -neemikut, -saart, -lahte, -väina ja -orgu.

Tallinna klindilõik

Tallinna klindilõiguks võib pidada linnulennult umbes 30 km pikkust lõiku Põhja-Eesti klindist ehk seda, mis jääb Tiskre (Kallaste) panga ja Maardu klindilahe vahele. Kui arvesse võtta ka Kambriumi liivakividesse ja sinisavisse lõikunud klindilahti ja -saari ääristavate astangute kogupikkust, siis on seda enam kui 60 km. Tallinna klindilõigu keskmeks on Tallinna laht, mis koondab endasse mattunud ürgorgude ja nendevaheliste klindipoolsaarte, -neemikute ja -saarte labürindi. Tallinna klindilaht süüvib Suurupi klindipoolsaare (Tiskre pank) ja Lasnamäe klindiplatoo (Suhkrumäe klindineemik) vahemikus kaarjalt kuni 7 km sügavuselt klindiplatoosse. Tallinna klindilõigul on eristatud 17 allüksust, milleks läänest alates on: 1. Tiskre (Kallaste) pank, 2. Harku pank, 3. Kadaka pank, 4. Nõmme pank, 5. Harku klindilaht, 6. Kakumäe pank, 7. Kopli klindilaht, 8. Kopli klindineemik, 9. Toompea klindisaar, 10. Järveotsa pank, 11. Ülemiste klindilaht,

Baltic Klint – what is it?

The Baltic Klint is the coastal escarpment on the southern coast of the Baltic Sea eroded in the bedrock. Part of it is visible, other the sections extend on the seabed or are buried under the Quaternary cover. Of course the former ones are more easily noted, but those hidden from our sight are much longer.

The Baltic Klint (Figure 3) is an approximately 1200 km long system of erosional escarpments in Lower Palaeozoic (Cambrian to Ordovician) sedimentary rocks at the boundary of the Fennoscandian (Baltic) Shield with the East European Platform, i.e. the boundary of hard crystalline and softer sedimentary rocks. The Baltic Klint begins on the seafloor near the southern end of Öland Island in Sweden, runs along the western coast of the island to its northern coast and trends to eastwards across the Baltic Sea. It reaches to Estonian territory in the mouth of the Gulf of Finland near the northernmost end of Osmussaar Island and runs further to Lake Ladoga in northwestern Russia. Considering the characteristic features of the escarpments the more than 1200 km long Baltic Klint is divided into four sections (regional klints): Öland (ca 150 km), Baltic Sea (ca 500 km), North Estonian (ca 300 km) and Ingermanland klint (ca 250 km).

The North Estonia Klint is about 300 km long section of the Baltic Klint in North Estonia, between Osmussaar Island and the Narva River. On the assumption of the characteristic features of setting of the escarpment the North Estonian Klint is divided into eight smaller sections: 1. Northwest Estonian (ca 40 km), 2. West Harju (ca 35 km), 3. Tallinn (ca 30 km), 4. East Harju (ca 40 km), 5. Lahemaa (ca 30 km), 6. West Viru (ca 40 km), 7. East Viru (ca 55 km) and 8. Vaivara (ca 30 km). Within the above subsections are distinguished more than a hundred smaller morphological units: klint plateaus, peninsulas, capes, islands, bays, straits and valleys.

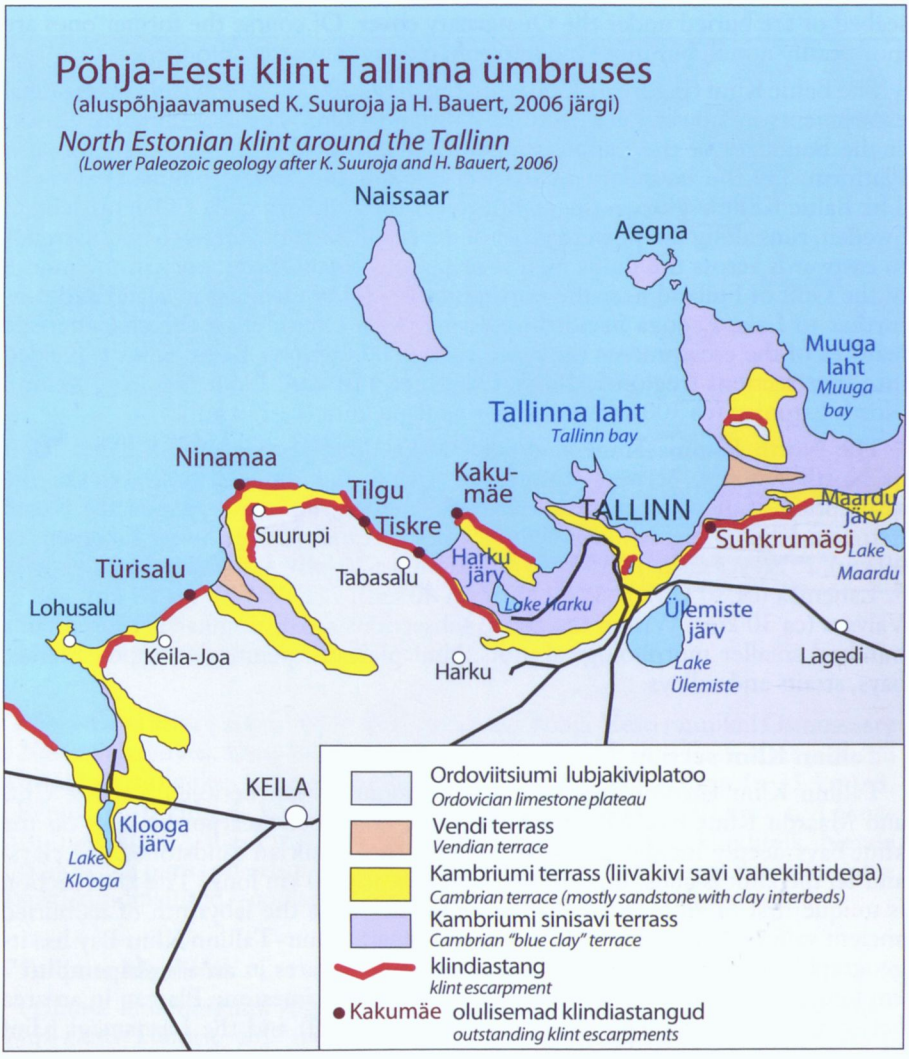
Tallinn Klint section

Tallinn Klint encompasses in a beeline about 30 km between Kallaste Cliff and Maardu Klint Bay. Measured along the course of escarpment lines on the klint bays deeply incised into bedrock (mostly Cambrian sandstones and clays) and on the klint islands, this klint section is nearly 90 km long. The klint section is unique first of all by Suur-Tallinn Klint Bay with the labyrinth of its buried ancient valleys, klint peninsulas, capes and islands. Suur-Tallinn Klint Bay has its geographic equivalent in Tallinn Bay, which penetrates in an arc shape up to 7 km long and 18 km wide into the North Estonian Limestone Plateau in an area between the Suurupi Klint Peninsula (Kallaste Cliff) and the Lasnamägi Klint Plateau (Suhkrumägi Klint Cape).

In the Tallinn Klint 17 units are distinguished: 1) Tiskre (Kallaste) Cliff, 2) Harku Cliff, 3) Kadaka Cliff, 4) Nõmme Cliff, 5) Harku Klint Bay, 6) Kakumäe Cliff, 7) Kopli Klint bay, 8) Kopli Klint Cape, 9) Toompea Klint Island, 10) Järveotsa Cliff, 11) Ülemiste Klint Bay, 12) Merivälja Klint Bay, 13) Lasnamägi Cliff, 14) Pirita Klint Valley, 15) Iru Cliff, 16) Viimsi Klint Island, 17) Muuga Klint Bay (Figure 4).

Tiskre (Kallaste) Cliff begins at where the klint escarpment turns into the Harku Klint Bay. Further on the 20–30 m high escarpment consisting of two parts runs

12. Merivälja klindilaht, 13. Lasnamäe pank, 14. Pirita klindiorg, 15. Iru pank, 16. Viimsi klindisaar, 17. Muuga klindilaht (joonis 4).



Joonis 4: Tallinna klindilõik ja selle allüksused. K. Suuroja ja H. Bauerti järgi
Figure 4. Tallinn Klint section and it's subdivisions after K. Suuroja and H. Bauert.

Tiskre (Kallaste) pank algab sealt, kus klindiastang mererannast Harku klindilahte pöördub (joonis 5). Siit kulgeb see 20–30 m kõrgusena ning kaheastmelisena 2,5 km ulatuses kagusse, kohani, kus Harku oja klindiplatoolt alla laskub. 5–10 m kõrguse ja enamasti paljanduva Ordoviitsiumi paeastangu ees on kagu suunas kuni 250 meetrini laienev 10–20 m kõrgune osaliselt mattunud Kambriumi (joonis 6) terrass.

2.5 km to the southeast until the place where the Harku Brooks falls form the klint plateau (Figure 5). The upper Ordovician limestone escarpment is 5–10 m high and mostly exposed, whereas the lower partly buried Cambrian (Figure 6) terrace in front of the former is 10–20 m high and widens southeastwards (up to 250 m).

Joonis 5. Tiskre (Kallaste) panga keskosa laieneva Kambriumi terrassiga Maa-ameti ortofotol.
Figure 5. Middle part of the Tiskre (Kallaste) Cliff with widening terrace of Cambrian rocks on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Harku Cliff is edged by partly exposed Ordovician limestone escarpment which runs from the place where the Harku Brook falls from the klint for ca 2 km until the Paldiski Road. In places in front of the limestone escarpment occurs up to 5 m high weakly expressed Cambrian terrace. Above the cliff, on the limestone plateau with thin Quaternary cover is located Harku limestone quarry.

Kadaka Cliff is edged by partly exposed Ordovician limestone escarpment which runs from Paldiski Road for 2.5 km eastwards across Kadaka Road and abandoned Kadaka limestone quarry up to the Mustamäe district (Figure 7).

Joonis 6. Kambriumi sinisavi läbilõikes.

Figure 6. Close-up of Cambrian blue clays. Photo: H. Bauert.

Harku panka ääristav osaliselt paljanduv Ordoviitsiumi paeastang kulgeb kaarjalt Harku oja laskumise kohalt kuni Paldiski maanteeni. Kohati on siin paeastangu ees kuni 5 m kõrgune nõrgalt välja kujunenud Kambriumi terrass. Pangapealsel õhukese pinnakattega paeplatool laiub Harku paekarjäär.

Kadaka panka ääristav kuni 8 m kõrgune osaliselt paljanduv astang kulgeb Paldiski maanteest umbes 2,5 km pikkuselt ida suunas üle Kadaka tee ja endise Kadaka paemurru Mustamäeni (joonis 7). Vanade laskemoonaladude ja vangla vahemikus (umbes 1 km ulatuses) kulgeb paeastang sirgjooneliselt. See ei ole looduse kingitus, vaid mälestus pae murdmisest. Kadaka kant on ilmselt oma nimegi saanud kunagise paemurru alal kasvanud kadakatelt.

Nõmme pank saab alguse Kadaka pangast umbes 1 km lõuna poolt ja Tähetorni ristmikust mõnisada meetrit põhja poolt (joonis 8, 9). Sealt kulgeb see Nõmme linnaosa põhja poolt ääristades Rahumäeni. Nõmme pank on kogu leviku ulatuses luitevallide alla mattunud, kuid kümnekonna meetri kõrguse paeastangu kulg on selgelt tajutav. Tammsaare tee pikenduse süvise ehituse aegu oli võimalik seda ka näha.

Harku klindilaht, mis on suudmes kuni 3 km lai, lõikub klindiplatoosse loode–kagu sihiliselt ja kuni 10 km ulatuses Tiskre ja Kadaka panga ning Kakumäe klindineemiku vahelisel alal (joonis 9). Harku klindilaht, mis on enamasti mattunud, lõikub Tiskre oja suudme lähistel umbes 140 m sügavusel kristalse aluskorra kivimitesse. Harku järv jääb klindilahe keskossa, klindilaht ise aga jätkub veel mereski, Kakumäe lahe põhjas. Klindilahe edelaosa piirdel on Tiskre, Harku ja Kadaka pangad.

Harku klindilahe ääres asub Harku mõis. Keskajal oli siin Tallinna asekomtuuri residents. 17. sajandi viimasel veerandil omandas mõisa parun von Uexküll, kes lasi siia 18. sajandi algul kahekorruselise barokse mõisahoone ehitada. 1710. aasta septembris sõlmiti selles Vene ja Rootsi vägede ning kohaliku saksa aadelkonna vahel rahuleping, mis muuhulgas tagas saksa aadelkonnale Eestis pikaks ajaks autonoomia. 18. sajandi teisel poolel ehitati peahoone ümber varaklassitsistlikus stiilis. 1836. aastal mõisa omandanud Ungern-Sternbergid andsid sellele

Between the former ammunition storehouse and prison the escarpment passes straight for about 1 km. The straightness is due to former limestone extraction from this area. Obviously the Kadaka (juniper in Estonian) region has been named after the juniper grown on the alvars near the former limestone quarry.

Joonis 7. Kadaka pank Maa-ameti ortofotol.
Figure 7. Kadaka Cliff on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Nõmme Cliff begins ca 1 km south of Kadaka Cliff, few hundred meters north of the Tähetorni crossing (Figure 8, 9). Further on it extends for about 3.5 km up to Rahumäe area edging the Nõmme district from the north. The Nõmme Cliff is fully buried by dunes, but the about 10 m high cliff is clearly observable in relief. When the extension to Tammsaare Road was built, the cliff itself could be seen in the trench.

Harku Klint Bay is incised app. 10 km long and up to 3 km wide into the limestone plateau in northwest–southeasterly direction between the Suurupi Klint Peninsula (Kallaste Cliff) and Kakumägi Klint Peninsula (Figure 9). The

1875. aastal praeguseni säilinud neorenessansliku väljanägemise. 1919. aastal võõrandatud mõisas oli enne II maailmasõda alaealiste koloonia ja seejärel aastast 1957 Eksperimentaalbioloogia Instituut.

Joonis 8. Nõmme panga lääneosa Maa-ameti ortofotol.
Figure 8. Western part of the Nõmme Cliff on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Kakumäe pank (klindipoolsaar) eendub Harku ja Kopli klindilahe vahelisel alal umbes 7 km ja seda 0,5–1,5 km laiuselt (joonis 10, 11, 12). Kakumäe klindipoolsaarel puudub lubjakivist kate ja otse pinnasekihi all avaneb siin Alam-Kambriumi Tiskre kihistu liivakivi. Klindipoolsaar jätkub ka merepõhjas umbes 2 km ulatuses liivakivist ja sinisavist veealuse seljandikuna. Üle Veskimetsa (Tallinna Loomaaia territooriumi) kulgeb piki Kakumäe poolsaart rändrahnude rikas moreenseljandik. Klindipoolsaare põhja- ja kirdeosa ääristab umbes 5 km ulatuses 5–10 m kõrgune Kakumäe tüüpi (liivakivist) klindiastang, mis on omapärase rekordi omanik – siin taandub Balti klindi astang kiiremini kui kusagil mujal – kohati on ta siin viimase 50 aastaga taandunud enam kui 20 m ehk keskmiselt 0,4 m aastas. Taandumine ei ole muidugi ühtlane olnud ja nii taandus astang 2005. aasta jaanuaritormi aegu ühe ööpäevaga enam kui 2 meetrit!

klint bay cuts into the crystalline basement down to app. 140 m b.s.l. in its deeper part (near the mouth of Tiskre Stream) but its structures are mostly buried and therefore hardly traceable in the topography. Lake Harku lies in the centre of the klint valley extending roughly up to Kadaka Street in Tallinn. The klint bay itself continues also in the sea, at the bottom of Kakumägi Bay. The limestone coast in the southwestern part of the klint bay is differentiated into Rannamõisa, Tiskre, Kallaste, Harku and Kadaka Cliffs.

Joonis 9. Nõmme panga idaosa Maa-ameti ortofotol.
Figure 9. Eastern part of the Nõmme Cliff on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Harku Manor (German Hark, first mentioned in 1372) is situated by the side of the Harku Klint Bay. Already in the Middle Ages it was the residence of the deputy komtur of Tallinn. In 1679 von Uexküll became the owner of the manor and he had a two-storeyed Baroque manor building erected here. In September 1710 in the manor was signed peace agreement between the Swedish and Russian armies and local German nobility, which guaranteed the latter a long-term extensive autonomy in Estonia. In 1755 the manor was purchased by von Budbergs who had the main building rebuilt in early-Classicist style, and the Ungern-Sternbergs

Joonis 10. Kakumäe poolsaare klint.
Figure 10. Klint on Kakumäe Peninsula. Photo: H. Bauert.

Joonis 11. Kõige intensiivsem on meremurrutus Kakumäe klindipoolsaare põhjosas.
Figure 11. Intensity of sea erosion is the highest in the northern part of the Kakumäe Klint Peninsula. Photo: K. Suuroja.

who became owners in 1836 gave it the neo-Renaissance outlook which has preserved up to now. In 1919 the manor was expropriated from Hermann von Harpe. Before The Second World War in the manor was juvenile rehabilitation facility and since 1957 the Institute of Experimental Biology of the Estonian Academy of Sciences.

Kakumägi Klint Peninsula lacks a limestone cover and protrudes up to 7 km long and 0.5–1.5 km wide northwestward at northeast of Harku Klint Bay (Figure 10, 11 and 12). The Quaternary deposits here are underlain by Cambrian sandstone. Kakumägi Klint Peninsula continues at the sea bottom as an over 2 km long ridge of Cambrian rocks (sandstone, blue clay). Also the boulder-rich moraine ridge running across the Veskimets Forest (the territory of Tallinn Zoo) follows the course of Kakumägi Klint Peninsula. In the northeast, the klint peninsula is bordered for nearly 5 km by a 5–10 m high sandstone escarpment (Kakumägi type). At the tip of the klint peninsula the escarpment is retreating in

Joonis 12. Kakumäe klindipoolsaare põhjaots Maa-ameti ortofotol.

Figure 12. Northern end of the Kakumäe Klint Peninsula on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Kakumäe poolsaarele ja muidugi ka klindipoolsaarele nime andnud Kakumäe (*Kakamaye*) küla on esmakordselt mainitud 1467. aastal. Klindipoolsaare kaguosas Rocca al Mares asub Eesti Vabaõhumuuseum. Kakumäe poolsaar kuulub Tallinna linnale ja oli alles hiljuti kinnisvaraarendajate meelisalaks ning intensiivse elamuehituse piirkonnaks. Selle kampaania käigus tasandati ja kindlustati 1,5 km ulatuses kaunist ning omapärast looduslikku liivakiviastangut Vabaõhumuuseumist põhja poole jääva Mererahu elamurajooni piirkonnas. Kas see just kõige targem tegu oli, on raske öelda, sest meri kipub ikka oma võtma. Pärast rannaastangu kindlustamist Mererahu piirkonnas, on murrutus intensiivistunud sellest lõunasse jääval rannikul, st Vabaõhumuuseumi juures.

Kakumäe klindineemikult avaneb suurepäraseid vaateid nii Tallinnale, Naissaarele kui Suurupi poolsaarele. Ka I maailmasõja ajal Peeter Suure merekindluse programmi raames rajatud rannapatarei varemed (õhiti 1918. aastal taganevate venelaste poolt) on üks Kakumäe vaatamisväärsus.

Kopli klindilaht kuulub klindiesiste struktuuride hulka ja süüvib 10 km pikkuselt ning kuni 3 km laiuselt Kambriumi liivakividest ja sinisavist terrassi Kakumäe ja Kopli klindipoolsaare vahel (joonis 13). Kopli klindilaht kulgeb Liiva kalmistu lähistelt üle Lilleküla, Merimetsa ehk Stroomi ranna ning Kopli lahe. Suudmes kuni 130 m sügavune Kopli klindilaht on mattunud Kvaternaari liivade alla ja on pinnamoes raskesti jälgitav.

Joonis 13. Vaade Kopli klindilahele.
Figure 13. View on the Kopli Klint Bay. Photo: K. Suuroja.

Kopli klindilahe äärse ala asustuse lugu algab Kopliranna kaluriküla mainimisega 14. sajandil. Siinset telliselöövi mainitakse juba 1365. aastal. Kopli nimi tulenebki karjakoplist ehk sellest, milleks tollal siinseid rannaniite kasutati. Tallinna

places at a rate of 10 cm per year. In strong storms it has retreated by even more than a metre at a time.

The village after which the Kakumäe Peninsula and the klint got their names, Kakumäe (*Kakamaye*) village was first mentioned in 1467. At Rocca al Mare, in the southeast of the klint peninsula, lies the Estonian Open Air Museum. Administratively the Kakumäe Peninsula belongs to Tallinn and only recently it was among the favourite regions of real estate developers and extensive dwelling construction was practiced there. To the north of the latter, the escarpment has been edged with a protective wall to prevent abrasion. However, after that the abrasion has become more intense in the southward area, i.e. near the Open Air Museum.

From the Kakumäe Klint Cape one can enjoy magnificent views on Tallinn, Naissaar Island and Suurupi Peninsula. The ruins of the coastal defence facility established during the First World War (were exploded in 1918 by retreating Russian army) are another attraction of Kakumäe.

Kopli Klint Bay starts from the south of Tallinn near Liiva Cemetery and runs from there across Lilleküla (Kristiine City District), Merimetsa (Stroomi Beach) up to Kopli Bay, penetrating over 10 km long and up to 3 km in wide into Cambrian sandstones and clays (Figure 13). Kopli Klint Bay runs from the environs of Liiva Cemetery across Lilleküla, Merimetsa (Stroomi) beach and Kopli Bay. Kopli Klint Bay is up to 130 m deep at mouth and buried under Quaternary deposits (sands), thus being hardly traceable in the topography.

The area by the side of the Kopli Klint Bay was inhabited in the 14th century when the Kopliranna fishermen village was mentioned. The local brick-making kiln was mentioned in 1365. The name Kopli was given after the pastures (*koplid* in Estonian) which at that time occurred on the local coastal meadows. A map from year 1681 depicts even a fence around a pasture. Instead of the Paljassaar Peninsula on this map are shown two islands – Suur Karlos and Väike Karlos. In the result of land uplift and human activity in the 19th century these merged and formed the Paljassaar Peninsula.

On the northeast coast of Kopli Klint Bay lie the Vene-Balti ("Russian-Baltic"), Bekkeri and Meeruse Ports. These were established in 1912–1917, when Tallinn became the main base of Russian navy (Figure 14) and the establishment of shipyards started here so as to compensate for the severe losses suffered by the Russian navy in the Russian-Japanese War. This plan include also the grandiosely planned Peter the Great's marine fortifications.

Kopli Klint Peninsula, the ridge of Cambrian sandstone, starts from the outflow of Lake Ülemiste. The ridge is nearly 8 km long, 1–2 km wide and 40–100 m high (Figure 15). It is mostly buried under sand and therefore not traceable in the topography despite its remarkable height but the outlines of the ridge can still be seen in the rise of land surface in the direction of the tramway running toward Kopli from the Balti Railway Station and in the imposing Toompea Klint Island on top of the ridge. On the northeastern slope of the Kopli Klint Peninsula lie a number of ports (north to south): Katariina Quay, Paljassaare, Hundipea, Miinisadam, Peetri, Lennusadam, Kalasadam, Patareisadam, Vanasadam.

1681. aasta plaanil on kujutatud isegi selle kopli piirdeaeda, mis pidi takistama ümbruskonna metsadest tulnud huntide pääsu karjamaadele ja linna. Paljassaare poolsaare asemel on sellel plaanil kaks saart – Suur- ja Väike-Karlos. 19. sajandil sai neist, ja seda nii maapinna kerkimise kui inimtegevuse tagajärjel, ühtne Paljassaar.

Kopli klindilahe rannal paiknesid Vene-Balti, Bekkeri ja Meeruse sadam. Nii laevaehitustehased kui nende juurde kuuluvad sadamad rajati aastail 1912–1917, kui Tallinnast sai Balti laevastiku põhibaas (joonis 14). Korvamaks Vene laevastiku ränki kaotusi Vene-Jaapani sõjas, hakati Tallinnas paanilise kiirusega rajama laevatehaseid sõjalaevade ehitamiseks. Ka grandioossena planeeritud Peeter Suure merekindlusel oli selles plaanis oma koht.

Joonis 14. Vaade Balti Laevaremonditehasele Kopli klindipoolsaare põhjatipus.

Figure 14. View on the Tallinn Shipyard of the BLRT Group at the northern end of Kopli Klint Peninsula. Photo: K. Suuroja.

Kopli klindipoolsaare selgrooks olev aluspõhjaline liivakiviseljandik algab Järvevana panga paeplatoo alt Ülemiste järve äärest. Seljandik on ligi 8 km pikk, 1–2 km lai ja 40–100 m kõrge (joonis 15). Enamasti on see küll liiva alla mattunud, kuid kohati siiski tänapäevases reljeefis jälgitav. Ka Balti jaamast Koplisse kulgeva trammitee sihil on selle seljandiku piirjooned hoomatavad. Kopli klindipoolsaare kirderand pakub varjupaika enamikule Tallinna kuulsatest sadamatest, millisteks põhjast lõunasse on Katariina kai, Paljassaare sadam, Hundipea sadam, Miinisadam, Peetri sadam, Lennusadam, Kalasadam, Patareisadam, Vanasadam (Reisisadam).

Toompea klindisaar, mis asub Kopli klindipoolsaare mandripoolsel pikendusel, on Tallinna ajalooline süda (joonis 16, 17). Tallinna lahte sisenedes paistab ta

Joonis 15. Kopli klindipoolsaare põhjaots Maa-ameti ortofotol.

Figure 15. Northern end of Kopli Klint Peninsula on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Toompea Klint Island towers on the top of the landward extension of Kopli Klint Peninsula. This is the historical centre of Tallinn (Figure 16, 17). The small (approximately 7 ha, 400 x 250 m) Toompea Klint Island, which lies app. 1.5 km northwest of the North Estonian Limestone Plateau, is connected with the latter by an up to 0.5 km wide gentle-sloped sandstone ridge. In the west, north and east, the klint island is bordered for 1.5 km by an up to 25 m high escarpment, which exposes rocks from Ordovician limestone to Cambrian sandstone. The southern slope of the klint island runs roughly along the line of Lindamägi Hill and Harjuvärava Hill and is gentler-sloped and buried. The escarpments bordering the klint island display the bedrock, starting from the limestone of the Uhaku Stage (Middle Ordovician) to the sandstone of the Tiskre Formation (Lower Cambrian).

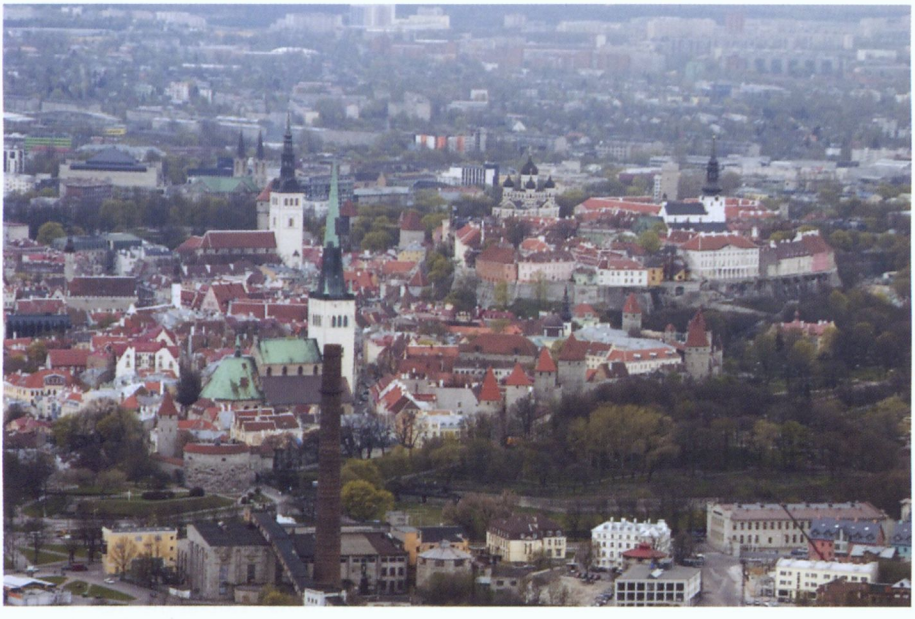
Toompea Klint Island emerged from the Baltic Ice Lake about 10 000 years ago and human settlement reached this area 5–6 thousand years ago. About 3000 years ago, ancient Estonians arriving here from Iru Hill Fort established their fort *Litna* or *Lidna* here (*Kolõvan* in Russian chronicles; *Lindanäs* or *Lyndanise* in

laevalaelt esimesena ja Tallinnast lahkudes viimasena kätte. Klindisaare väike (umbes 7 ha ehk 400 x 250 m) paelava kerkib kuni 48 m ü.m.p ja selle kõrgus jalamilt on kuni 25 m. Toompea on nii Põhja-Eesti kui kogu Balti klindi tuntuim klindisaar. Põhja-Eesti ühtsest paelavast jääb Toompea klindisaar ligi 1,5 km loodesse ja on sellega ühendatud mõnesaja meetri laiuse laugenõlvalise liivakivist seljandikuga. Läänest, põhjast ja idast ääristab Toompea klindisaart umbes 1,5 km ulatuses kuni 25 m kõrgune klindiastang. Klindisaare lõunanõlv, mis kulgeb ligikaudu Lindamäe ja Harjuvärava mäe joonel, on laugem ning enamasti mattunud. Klindisaart ääristavais astanguis avanevad aluspõhja kivimid alates Kesk-Ordoviitsiumi Uhaku lademe lubjakivist kuni Alam-Kambriumi Tiskre kihistu liivakivini.

Joonis 16. Toompea klindisaar Maa-ameti ortofotol.
Figure 16. Toompea Klint Island on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Toompea klindisaar kerkis Balti Jääpaisjärvest enam kui 10 000 aasta eest, inimene leidis siit aga turvalise pelgupaiga 5000–6000 aastat tagasi. I aastatuhandel eKr rajasid muinaseestlased, kes olid Iru linnamäe teadmata põhjusel maha jätnud, siia oma linnuse *Litna* või *Lidna* (vene kroonikates *Kolõvan*, viikingitel *Lindanäs* või

Viking tales). Already in 1154 Arabian geographer al-Idrisi referred Tallinn as Kolõvan.



Joonis 17. Vaade Toompea klindisaarele.
Figure 17. View on Toompea Klint Island. Photo: K. Suuroja.

The Danes conquered Toompea in 1219. In 1227–1238 Toompea belonged to the German Order of the Brothers of the Sward who initiated building of a stone castle here. In 1238 the Danes were back and in 1241 their king Valdemar II gave Tallinn the Lübeck law, after which the town joined the Hanseatic League in 1285. Building of the Dome Church (Toomkirik) began in 1319.

In 1346–1561 the once again masters in Toompea were the Germans, and in 1561–1710 – the Swedes. During the Livonian War 1570–1571 the Russian troops besieged the town for 30 weeks, but their more than 200-year reign began only in 1710. In 1918 Estonia became independent and the government and parliament of the Republic of Estonia came to reside in Toompea. In the Second World War Tallinn was severely damaged, luckily in the Soviet bombing on 9 March 1944 Toompea remained intact. In September 1944 the Soviet red flag was flown on Pikk Hermann; the Estonian national blue-black-white tricolour was raised again 44 years later, since 1988.

Toompea stronghold is the most prominent building on this klint island. It was started by Germans in 1227 and completed by Danes in 1238. By 1360 a convent building was erected in its inner yard, during the following decade the walls of the castle were built higher and supplemented with towers, among them also Tall (Pikk) Hermann, 35 m high and 9.5 m in diameter. In 1490 in the castle's northwestern corner was built a small projecting tower Pilsticker and at the beginning of the 16th century the grand Landskrone tower. Tall Hermann got its present height (45.6

Lyndanise). Tallinna olla Kolõvanina nimetanud araablane al-Idrisi juba 1154. aastal.

Taanlased jõudsid siia 1219. aastal. Aastail 1227–1238 kuulus Toompea Mõõgavendade Ordule ja siis hakati ka kivilinnust rajama. 1238. aastal olid taanlased tagasi ja nende kuningas Valdemar II andis Tallinnale Lüübeki linnaõiguse (1241) ning peagi (1285) võeti linn Hansa Liitu. Aastail 1346–1561 peremehetsesid Toompeal jälle sakslased. Rootslaste kord saabus 1561. aastal. Kuigi Liivi sõja aegu aastail 1570–1571 piirasid linna 30 nädalat venelased, saabus nende enam kui 200 aasta pikkune valitsusaeg alles 1710. aastal. I maailmasõda ja selle sünnitatud vene revolutsioon võtsid ootamatu pöörde ja 1918. aastal said võimu Toompeal enda kätte eestlased. Toompeale asus Eesti Vabariigi valitsus ja parlament.

II maailmasõjas sai Tallinn rängalt kannatada, kuid 1944. aasta 9. märtsi pommitamine siiski säästis Toompead. Sama aasta septembris kerkis Pika Hermanni tippu punalipp. Oma rahvuslikku sini-must-valget trikoloori said eestlased Toompea kohal lehvimas näha jälle alles 44 aasta pärast – 1988. aastal.

Toompea linnus on klindisaare tähelepanuväärseim rajatis. Selle ehitamist alustasid 1227. aastal sakslased ja lõpetasid 1238. aastal taanlased. Aastaks 1360. ehitati linnuse sisehoovi konvendihoone ja järgmise 10 aasta jooksul kõrgendati linnuse müüre ning ehitati neile torne. Rajati ka 35 m kõrgune ning 9,5 meetrise läbimõõduga Pikk Hermann. Aastal 1490 ehitati linnuse loodenurka väike eenduv ripptorn Pilsticker ja 16. sajandi algul võimas Landskrone torn. Pikk Hermann sai oma tänapäevase kõrguse (45,6 m) ja dekoratiivse kivipitsiga äärise. Keskaja lõpul kujutas paesel klindisaarel seisev Toompea endast võimsat viietornilist kaitseehitist. Tulirelvade arenedes hakkasid aga linna kaitseehitistes peaosa mängima ettenihutatud bastionid ja 16. sajandi lõpul kaotas Toompea oma senise, müüride paksusele ja tornide kõrgusele tugineva kaitseotstarbe. Aastail 1583–1589 rajati Pika Hermanni jalamile raidkivide ja maalingutega rikkalikult kaunistatud renessanss-stiilis kahekorruseline riigisaalihoone, mis paar sajandit hiljem lammutati. Pärast Põhjasõda seisis kunagisest hiilgusest ilmajäänud Toompea linnus ligi 60 aastat tühjalt ja hakkas lagunema. Aastail 1767–1773 ehitati linnuse idatiib osaliselt ümber kubermanguvalitsuse hooneks. See on neid väheseid osi Toompea lossist, mis on pea muutumatul kujul tänini säilinud. Ümberehituse käigus lõhuti üks kaitsetorn ja aeti kinni linnuse idaseina esine vallikraav – nii tekkis praegune Lossiplats. 19. sajandi lõpul ehitati vastu linnuse idamüüri Landskrone torni lähedusse praeguseni säilinud uus arhiivihoone ja vana konvendihoone kohandati vanglaks. Võim ja vangla – need on olnud teineteisest lahutamatud, ja seda ka Toompea klindisaarel.

Järveotsa pank, õigemini küll paeplatoole kuhjunud liivavallid, on see, mis Ülemiste järve ülal hoiab. Liiva alla mattunult, kuid reljeefis siiski selgesti tajutavalt, algab Järveotsa pank enam kui 20 m kõrguse astanguna Rahumäelt ja kulgeb sealt mõnevõrra lamendununa Tartu maanteeni (joonis 18).

Ülemiste järv (pindala 9,6 km^2, sügavus kuni 6 m) hõlmab Järveotsa panga paeplatoo. Siit saab Tallinn vett juba 14. sajandist alates. Tänapäevane veetarbimine ulatub 200 000 m^3 ööpäevas. Järve juhitakse lisavett Pirita, Vääna, Jägala ja Pärnu jõest. Legendi kohaselt on järv tekkinud Kalevit leinava Linda pisaraist. Teine lugu on Ülemiste vanakesest, kes jaanilaupäeva öösel linnavahilt pärimas käib, kas Tallinn on juba valmis. Tagamõte on tal muidugi kurikaval –

m) and decorative edging. In the late Middle Ages Toompea stronghold on the limestone klint island presented a five-tower fortification. Due to the development of firearms, in the fortification facilities the role of bastions increased and at the end of the 16th century Toompea lost its purpose as a fortification.

In 1583-1589, at the foot of Tall Hermann was built a two-storeyed State Hall in Renaissance style, abundantly decorated with carved works and paintings. In the 18th century Toompea Castle remained unused for almost 60 years. In 1767–1773 its eastern wing was partly rebuilt into the building of the Estonian Province government. In the course of the construction works a defence tower was pulled down and a moat in front of the eastern wall of the fortress was filled; as a result, the present Castle Square (Lossiplats) formed. In late 19th century the new building of State Archives was built at the eastern wall of the fortress near Landskrone Tower, and the old convent building was rebuilt into a prison.

Järveotsa Cliff, or to be correct, the sand bars accumulated on the limestone plateau keep Lake Ülemiste in its boundaries. Although buried under the sand, it is still clearly traceable in relief It begins in Rahumäe as over 20 m high escarpment, further on it somewhat flattens and runs up to Tartu Road (Figure 18).

Lake Ülemiste (area 9.6 km^2, depth up to 6 m) is located on the limestone plateau of the Järveotsa Cliff. Tallinn has used its water already since the 14th century. Today 200 000 m^3 is consumed daily. Additional water is conducted to the lake from the Pirita, Vääna, Jägala and Pärnu rivers.

According to the Estonian epic Kalevipoeg, the lake was formed from the bitter tears of Linda, crying over old Kalev's death. Another legend goes about the mythological Ülemiste Elder (Estonian Ülemiste vanake) who is believed to live in the lake. At Midsummer Eve's night he always comes to town and asks whether everything in Tallinn has been completed. His intensions are insidious – if the answer would be "yes", the old man would call up the waters of the lake and wipe out the city in a great flood. Luckily, there is always some construction going on and so far Tallinn has remained intact.

Ülemiste Klint Bay (app. 3 km wide at mouth and up to 80 m deep) runs across Tallinn Port toward the sea, being bordered by the Kopli Klint Peninsula in the west and the Lasnamägi Klint Plateau in the east (Figure 19). The klint bay is buried and therefore not traceable in the topography. The Härjapea River, which flew along the bay in earlier times, constituted an axis of the klint bay. In 1988, the short (up to 2 km) rivulet had 8 watermills for grinding flour and gunpowder, for sawing boards and forging copper (a copperforge). The watermill of St. John's (Jaani) Almshouse on the Härjapea River is referred to in 1279 as a mill "belonging to the almshouse already since ages long past". Today only the names Jõe Street (River Street) at the lower course of the river and Tiigiveski Park (Pond Mill Park) carry a memory of the Härjapea River.

Lasnamägi Klint Plateau encompasses app. 6 km of the North Estonian Klint in Tallinn between Tartu Road and the Pirita Klint Valley (Figure 20, 21 and 22). The limestone plateau lies at 40–52 m a.s.l. here. The escarpment bordering the

valmis linna tahab ta ära uputada. Aga Tallinn ei saa kunagi valmis ja seepärast on linn tänaseni uputamata.

Joonis 18. Järveotsa pank ja Ülemiste järv Maa-ameti ortofotol.
Figure 18. Järveotsa Cliff and Lake Ülemiste on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Ülemiste klindilaht, laiusega suudmes enam kui 3 km ja sügavusega kuni 80 m, kulgeb üle Tallinna sadama akvatooriumi ja on täielikult mattunud (joonis 19). Maismaale jääb klindilahest vaevu 2 km. Läänest piiritleb Ülemiste klindilahte Kopli neeme suunas kulgev aluspõhjaline seljandik (Kopli klindipoolsaar) ja idast Lasnamäe klindiplatoo. Ülemiste klindilahe telgjoont märgistas varem enam-vähem sellel kulgenud Härjapea jõgi. 17. sajandil oli sellel kuni 2 km pikkusel Ülemiste järvest alguse saanud jõekesel 8 vesiveskit, kus jahvatati jahu ja püssirohtu, saeti laudu ja sepistati vaske (vasekoda). Härjapea jõel asunud Jaani Seegi vesiveskit mainitakse juba 1279. aastal kui veskit, mis juba ammustest aegadest on seegile kuulunud. Selle põhjal on alust oletada, et vesiveskid võisid siin olla juba muinasajal, st enne 13. sajandit. Mälestust Härjapea jõest kannab tänasesse üksnes selle alamjooksu tähistav Jõe tänav ja ka Tiigiveski pargi nime tagant võib aimata vihjet seal kunagi olnud jõele ja vesiveskitele.

Joonis 19. Siin kusagil Tallinna sadama territooriumil kulgeb ka mattunud Ülemiste klindilaht.

Figure 19. Somewhere on the territory of Port of Tallinn is located the buried Ülemiste Klint Bay. Photo: K. Suuroja.

plateau turns up to 2 km northwest here, forming in its topmost part the small Suhkrumägi Klint Cape, which is up to 1 km wide and protrudes 0.5 km from the klint line. Centuries-long limestone mining has left behind nearly 1.5 km^2 of old limestone quarries on the Lasnamägi Klint Plateau.

The klint plateau is bordered in the north for app. 10 km by a 20–30 m high Cambrian–Ordovician escarpment, which is partly buried or flattened but mostly still traceable in the topography, being better traceable on Suhkrumägi Klint Cape in the area east of Lauluväljak – the Song Festival Grounds. Most of the limestone plateau named Paevälja ("Limestone Field") on top of Suhkrumägi Klint Cape is part of the old limestone quarry of Lasnamäe. This is where also the Lasnamägi building limestone, the most popular building stone in Tallinn, has got its name from.

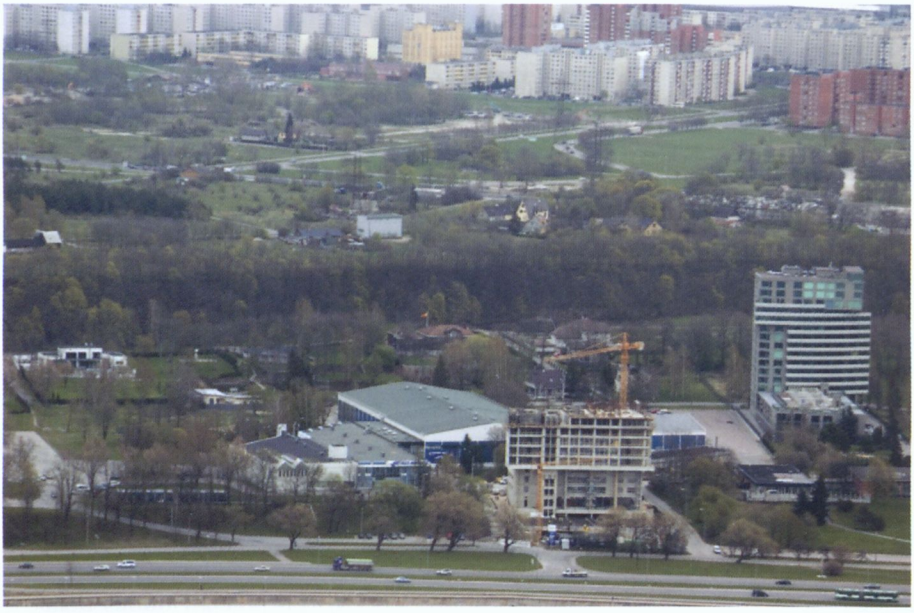
Lasnamägi (German *Lakeder bergh*) has been first mentioned in 1371. Formerly in the central part of the klint peninsula there was small Tondi Mire, but now it has been almost completely merged into the new residential district. In fact, most of the limestone plateau of the Lasnamägi Klint Peninsula, leaving aside the Paevälja area and the very centre of Tondi Mire, is covered with buildings. Lasnamägi is the youngest (the construction activity was launched in the 1980s) and the largest (almost 100 000 residents) district of Tallinn. The main connection between the centre of Tallinn and Lasnamägi is Laagna Road, which runs in the trench cut in the limestone plateau, the walls demonstrating the singularity of the Lasnamägi building limestone. On the Cambrian terrace edging the klint peninsula are located

Lasnamäe pank (klindipoolsaar) hõlmab ligi 6 km pikkuse lõigu Põhja-Eesti klindist Tartu maantee ja Pirita klindioru vahemikus (joonis 20, 21, 22). Klindipoolsaarel eendub paeplatood ääristav klindiastang kuni 2 km loodesse, moodustades tipmises osas väikese Suhkrumäe klindineemiku. Klindipoolsaare paeplatoo kõrgus on 40–52 m ü.m.p, kõrgeim on see Peterburi maantee ääres Sõjamäel Jüriöö pargi piirkonnas. Klindiplatool avanevad õhukese (valdavalt alla 1 m) pinnakattekihi all Kesk-Ordoviitsiumi Uhaku ja Lasnamäe lademe lubjakivid. Lasnamäe vanas paemurrus asub ka Lasnamäe lademe, Eesti ühe tuntuma ehituskivi lasundi tüüppaljand. Aastasadu kestnud pae murdmisest on Lasnamäe klindipoolsaarele jäänud ligi 1,5 km^2 paemurde.

Joonis 20. Klint ja Laululava.
Figure 20. Klint and Song Festival Grounds. Photo: K. Suuroja.

Lasnamäe klindiplatood ääristab põhjakaarest ligi 10 km ulatuses 20–30 m kõrgune Kambriumi ja Ordoviitsiumi kivimitest astang. See on kohati küll osaliselt mattunud või siis märkimisväärselt lamendunud, kuid reljeefis ikkagi jälgitav. Astangu paljanduvus on parim lauluväljakult itta jääval Suhkrumäe klindineemikul. Viimane on nime saanud siinsamas asuvalt Suhkrumäelt ja see omakorda 19. sajandil astangualusel terrassil Orlovi lossi lähistel asunud suhkruvabrikult. Suhkrumäe klindineemiku pealne Paevälja nime kandev paeplatoo on enamasti vanade paemurdude poolt hõivatud.

Lasnamäed (sks *Lakeder bergh*) on esmakordselt mainitud 1371. aastal. Klindipoolsaare keskosas paiknes väike Tondi raba, kuid pealetungivad uusehitised on selle juba enamasti neelanud. Lasnamäe klindipoolsaare paeplatoo, kui Paevälja ja Tondi raba keskosa kõrvale jätta, on suures osas täis ehitatud. Lasnamäe on Tallinna noorim (ehitamist alustati 1980ndatel aastatel) ja suurim (ligi 100 000 elanikku)



Joonis 21. Klint ja Lasnamäe.
Figure 21. Klint and Lasnamäe district. Photo: K. Suuroja.

Joonis 22. Klint ja Maarjamäe memoriaal.
Figure 22. Klint and the memorial complex in Maarjamäe. Photo: K. Suuroja.

linnaosa. Lasnamäelt kesklinna viib paeplatoosse murtud ja Lasnamäe ehituspae omapära meeleolukalt demonstreeriv Laagna tee. Klindipoolsaart ääristaval Kambriumi terrassil paiknevad Kadriorg, Maarjamäe ja Kose elamurajoon. Klindiastangu veerel asub ka nii Eesti kui Tallinna au ja uhkus – lauluväljak.

Lauluväljakust läänes lõikub Hundikuristiku oja umbes 200 m pikkuse ja kuni 20 m sügavuse kanjoniga klindiplatoosse. Platoolt laskudes jaguneb oja kaheks haruks ning moodustab kuni 5 m kõrguse Hundikuristiku joastiku.

Pirita klindiorg, mis on ligi 10 km pikk ja kuni 25 m sügavuselt aluspõhja kivimitesse lõikunud, eraldab Lasnamäe klindiplatood Iru klindipoolsaarest. Pärast paeplatoost läbimurdmist Vana-Narva maantee joonel, kulgeb klindiorg enam-vähem paralleelselt Merivälja klindilahega (sellest 1–1,5 km lõuna pool). Pirita klindioru veerudel paljanduvad aluspõhja kivimid alates Kesk-Ordoviitsiumi Lasnamäe lademe lubjakivist kuni Alam-Kambriumi Lükati kihistu kivimiteni. Jõe vasakul kaldal Lükati sillast umbes 0,5 km ülesvoolu asub Lükati kihistu tüüppaljand.

Vana-Narva maanteest mõnisada meetrit kagu pool, seal, kus klindiplatoo servast läbimurdev Pirita jõgi teeb suursuguse paarisaja meetri laiuse edelasse pürgiva kääru, asub Iru linnamägi (joonis 23). 7.–5. sajandil eKr oli seal muinaseestlaste kindlustatud asula ja 5.–10. sajandil linnus. Viiel korral põletati linnus maha ja neljal korral ehitati see jälle üles, enne kui irulased lõplikult Lindanisasse üle kolisid

Merivälja klindilaht algab Muuga aedlinna lähistelt ja kulgeb enam-vähem

Joonis 23. Vaade Iru linnamäele.
Figure 23. View on the Iru Fort Hill. Photo: K. Suuroja.

Kadriorg Park and the Maarjamägi and Kose residential districts, and also the Song Festival Grounds is located there.

Close to the Song Festival Grounds, the klint plateau is incised by the 200 m long and up to 20 m deep canyon of Hundikuristik Stream. When descending from the klint plateau, the stream divides into two branches and forms the up to 5 m high Hundikuristik Cascade.

Pirita Klint Valley, which separates the Lasnamägi Klint Plateau from the Iru Klint Peninsula, is nearly 10 km long and cuts up to 25 m deep into bedrock. After breaking through the limestone plateau, the klint valley runs almost parallel to the Merivälja Klint Bay (1–1.5 km south of the latter). The banks of the Pirita Klint Valley expose bedrock – beginning with the Lasnamägi limestone (Middle Ordovician) on the top down to the Lükati blue clay (Lower Cambrian). The type section of the latter is situated ca 0.5 km upstream of the Lükati Bridge.

Half a kilometre southeast of Vana-Narva Road, in a meander of the Pirita River, which breaks through the edge of the klint plateau here, there is Iru Fort Hill (Figure 23). This was the location of a fortified settlement of ancient Estonians in the 7th–5th century BC and in the 5th–10th century there was also a fortress here, which was burned down at least five times before its inhabitants moved finally to Lindanisa.

Merivälja Klint Bay begins near the garden city of Muuga and runs for 5–6 km in westerly direction more or less parallel to the escarpments bordering the Lasnamägi and Iru Klint Plateaus, 1–2 km northward of the latter (Figure 24). The klint bay is app. 2 km wide at mouth (on seacoast at the mouth of the Pirita River) and cuts up

Joonis 24. Siin kusagil kulgeb setete alla mattunud Merivälja klindilaht.
Figure 24. Somewhere here runs the buried Merivälja Klint Bay. Photo: K. Suuroja.

paralleelselt Lasnamäe ja Iru klindiplatoosid ääristavate klindiastangutega, kuid neist 5–6 km lääne ja 1–2 km põhja pool (joonis 24). Klindilaht on suudmes (Pirita jõe suudme ja Merivälja vahemikus) ligi 2 km lai ja lõikub umbes 150 m sügavusel kristalsesse aluskorda. Merivälja klindilaht on täielikult täitunud Kvaternaari setetega ega ole tänapäevases reljeefis jälgitav. Klindilahe piire markeerivad mingil määral ühelt poolt Lasnamäe klindiplatoo ja teiselt poolt Viimsi klindisaar. Merivälja klindilahe kohale jäävad nii Metsakalmistu kui Pärnamäe kalmistu, osaliselt ka Mähe ja Merivälja elurajoonid.

Iru pangale (klindiplatoole) kuulub umbes 4 km Pirita ja Kroodi oru vahemikus. Klindiplatoo on siin tasemel 35–40 m ü.m.p, kusjuures kõrgem on paelava põhjaosa (joonis 25). Õhukese (alla 1 m) pinnasekihi all avaneb Lasnamäe ehituslubjakivi. Klindiplatoo põhjapiiriks on osaliselt mattunud ja mõnevõrra lamendunud, kuid reljeefis siiski hästi jälgitav kuni 30 m kõrgune Kambriumi–Ordoviitsiumi astang ja idapiiriks Muuga klindilaht.

Iru soojuselektrijaam – see maagaasil töötav 460 MW-ne elektrijaam, mis

Joonis 25. Iru klindiplatoo Maa-ameti ortofotol.
Figure 25. Iru Klint Plateau on the orthophoto of the Estonian Land Board.

to 150 m deep into bedrock up to the crystalline basement. Merivälja Klint Bay is mostly buried and thus not traceable in the topography, with only the escarpments bordering the Lasnamägi and Iru Klint Plateaus on the one hand and Viimsi Klint Island on the other hand being better distinguishable against this background. The cemeteries of Metsakalmistu and Pärnamäe and partly also the suburbs of Mähe and Merivälja are located above Merivälja Klint Bay.

Iru Klint Plateau lies at 35–40 m a.s.l. (its northern part is higher) and encompasses ca 4 km of the North Estonian Limestone Plateau between the Pirita and Kroodi Valleys (Figure 25). The klint plateau is bordered in the north by a partly buried and somewhat flattened but still rather well traceable up to 30-m-high Cambrian–Ordovician escarpment and in the east by Muuga Bay.

Iru Thermal Power Plant which supplies residents of Tallinn with both heat and electricity symbolises the harsh and practical industrial landscape (Figure 26). Near the edge of the klint plateau, by the side of the Pirita Klint Valley there stands the statue named Iru Ämm (sculptor J. Raudsepp), depicting Kalev's wife Linda who was petrified by the witch. Previously in the same location stood a boulder of the same name, but in the 19th century it was crushed.

Joonis 26. Iru soojuselektrijaam.
Figure 26. Iru Thermal Power Plant. Photo: K. Suuroja.

Viimsi Klint Island is a small (app. 2 km^2) klint island lying between Merivälja and Muuga Klint Bays, approximately 4 km north of the Lasnamägi Klint Peninsiula (Figure 27, 28). The limestone plateau of the klint island reaches up to 51 m a.s.l. in its highest part (at Lubjamägi Hill). The escarpment bordering the klint island is steeper and higher (up to 20 m) in the western and northeastern parts of the island. Several smaller caves have been tunnelled into sandstone on

annab Tallinnale nii elektrit kui sooja – on Iru klindiplatood iseloomustava karmi ja asjaliku tööstusmaastiku sümbol (joonis 26). Üsna klindiplatoo veerel Pirita klindioru ääres valab kibedaid pisaraid Iru ämm – Tuuslari poolt kiviks muudetud Kalevi naine Linda. Kunagi oli sellel kohal "Iru ämma" nime kandnud rändrahn, mis aga 19. sajandil purustati. Nüüd on seal mälestuskivi (skulptor J. Raudsepp), mis rändrahnust veelgi tõepärasemalt leinavat Lindat meenutab.

Viimsi klindisaar (umbes 2 km^2), millest läände jääb Merivälja ja itta Muuga klindilaht, paikneb Lasnamäe klindipoolsaarest umbes 4 km põhja pool (joonis 27, 28). Klindisaare paeplatool, mis oma kõrgemas osas Lubjamäel ulatub kuni 51 m ü.m.p, avaneb õhukese (valdavalt alla 1 m) pinnasekihi all Lasnamäe ehituslubjakivi. Klindisaart ääristav astang on järsem ja kõrgem (kuni 20 m) selle lääne- ja kirdeosas, idanõlva liivakivis on aga mitmeid väiksemaid koopaid. Kambriumi liivakivist terrass eendub klindisaarest kuni 2 km kirdesse ja ligi 1,5 km lõunasse. Klindisaarest kagus on astang laugem ja mattunud. Reljeefis aitavad astangut paremini esile tõsta sellele kuhjunud ranna- ja luitevallid. Toompeaga võrreldes on Viimsi klindisaar suurem ja kõrgem, kuid laugem. Miks soosis ajalugu suurte tegude tarvis just Toompead? Küllap ikka parema sadamakoha pärast.

Nime on nii Viimsi poolsaar kui klindisaar saanud juba Taani hindamisraamatus mainitud *Vihama* külalt. Veelgi varasemaid (2.–3. saj.) asustusjälgi on päevalgele toonud Pärnamäel tehtud arheoloogilised kaevamised. Viimsi mõis (sks *Wiems*) asutati keskajal Pirita kloostrile kuuluva mõisana. Klindiastangu veerel asuv mõisakompleks ehitati välja juba 18. sajandil. Pärast 1865. aasta tulekahju hoone taastati, nüüd juba historitsistlikus stiilis. Põhjasõja järgselt kuni võõrandamiseni 1919. aastal on Viimsi mõis olnud mitme omaniku käes. Pärast Vabadussõda kinkis Eesti Vabariik mõisa kindral Johan Laidonerile. Nüüd paikneb seal sõjaajaloo muuseum.

Muuga klindilaht on justkui Muuga lahe jätkuks maismaal (joonis 29). Klindilaht külgneb läänes Iru klindiplatoo ja idas Kallavere–Ülgase klindipoolsaarega. Klindilahe lõunakaldal asub Eesti suurim (kuni 80% Eesti sadamate kaubakäibest) ja sügavaim (sadama akvatooriumi sügavus kuni 18 m) Muuga sadam. Akvatooriumi suur sügavus ja kaasaegsed terminaalid teevad Muugast Euroopa ühe parema sadama, mis on võimeline teenindama kõiki Taani väinu läbivaid laevu. Sadama territooriumi läänepiiril asub Kabelikivi, Põhja-Euroopa Kvaternaarse jäätumisala üks suuremaid rändrahne (ümbermõõt 58 m, maapealse osa maht 760 m^3, koos liiva alla mattunud osaga üle 1000 m^3).

Muuga klindilahe kohal olevast Maardu järvest saab alguse inimtekkeline Kroodi sälkorg (joonis 30). Oru tekkelugu on lihtne, kuid samas ka hoiatav. 1893. aastal laskis Maardu mõisnik kaevata järvest, mis oli tollal praegusest palju väiksem soostunud luht, kraavi mereni ja ehitada sellele veetaseme reguleerimiseks vesivärava. Juba järgmisel aastal avas keegi vesivärava ja valla pääsenud vesi purustas tammi ning uhtus Muuga klindilahte täitvatesse liivadesse pea mereni ulatuva ligi 2 km pikkuse, 10 m sügavuse ning kuni 50 m laiuse sälkoru. 1939. aastal fosforiiditöötlemise kompleksi ehitamise käigus, tamm taastati. Sellest ajast peale on Maardu järv jälle vagusi talle ettenähtud piirides püsinud.

Nagu nägime jääb Tiskre panga ja Maardu klindilahe vahele ehk siis kaudselt

Joonis 27. Viimsi klindisaar Maa-ameti ortofotol.
Figure 27. Viimsi Klint Island on the orthophoto of the Estonian Land Board.

the eastern slope of the klint. The terrace in the Cambrian sandstone extends up to 2 km to the northeast and ca 1.5 km to the south of the klint island. Southeast of the klint island the escarpment is gently sloping and buried, but the beach ridges and dunes accumulated on it make it more visible in relief. Viimsi Klint Island is larger and higher, while Toompea is steeper and more renowned – why? Probably because near Toompea there were better conditions for harbour.

The Viimsi Peninsula as well as the klint island have been named after the *Vihama* village noted already in the Liber Census Daniae. Even earlier traces of settlement (2nd to 3rd century) have been revealed by the archaeological excavations carried out in Pärnamäe. Viimsi Manor (German *Wiems*) was established in the Middle Ages and originally it belonged to the Pirita Convict. After the Great Northern War it has had several owners: Karl Magnus von Stenbock (1760–1800), the von Buxhoevdens (1818–1874), Felix von Schottländer (1882 until expropriation in 1919). The manor complex at the klint escarpment was erected already in the 18th century. After the fire of 1865 it was restored in Historicistic style. After the War of Independence the Republic of Estonia donated the manor to General Johan Laidoner. Nowadays it hosts the Museum of Military History.

Tallinna piiridesse suur hulk klindiga seotud loodusobjekte, mis annavad alust Tallinna pidada õigustatult klindilinnaks.

Joonis 28. Vaade Viimsi klindisaarele läänest.
Figure 28. View on Viimsi Klint Island from the west. Photo: K. Suuroja.

Kasulikku lugemisvara

Aaloe, A. & Miidel, A. 1967. Eesti pangad ja joad. Eesti Raamat, Tallinn, 72 lk.

Bekker, H. 1919. Paeseina profiil Martsal. Eesti paeseina geoloogiline ülevaade. Odamees, Tartu, 24 lk.

Einasto, R. & Saadre, T. 1991. Põhja-Eesti paekallas. Eesti Loodus, 12, 690–695.

Giere, W. 1932. Morphologie der estländischen Nordküste. Reihe Geogr. 6, Königsberg, 1–119.

Granö, J. G. 1922. Die landschaftlichen Einheiten Estlands. Referat. K. Mattiesen'i trükk, Tartu, 67–90.

Gutslaff, J. 1648. Observationes Grammaticae circa linguam esthonicam. Lepajõe, M. (toim). Tartu Ülikooli eesti keele õppetooli toimetised 1998, 10, 340 lk.

Kink, H. (koost), Miidel, A. & Raukas, A. (toim) 1997. Loodusmälestised 1. Tallinn (Kesklinn, Kadriorg, Kristiine). Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 30 lk.

Kink, H. (koost). Miidel, A. & Raukas, A. (toim) 1997. Loodusmälestised 2. Tallinn (Nõmme, Mustamäe). Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 30 lk.

Kink, H. (koost). Miidel, A. & Raukas, A. (toim) 1998. Loodusmälestised 3. Tallinn (Põhja-Tallinn, Haabersti). Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 30 lk.

Kink, H. (koost). Miidel, A. & Raukas, A. (toim) 1999. Loodusmälestised 4. Tallinn (Lasnamäe, Pirita). Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 46 lk.

Joonis 29. Kroodi ovraag Maa-ameti ortofotol.
Figure 29. Kroodi Ravine on the orthophoto of the Estonian Land Board.

Muuga Klint Bay is as if a continuation of Muuga Bay on land (Figure 29). A ravine emanating from Lake Maardu – the Kroodi Valley – debouches into the bay. The klint bay borders with the Iru Klint Plateau in the west and Kallavere-Ülgase Klint Peninsula in the east. On the southern bank of Muuga Klint Bay there is the biggest (up to 80% of the turnover of Estonian ports) and deepest (aquatorium up to 18 m deep) port in Estonia – Port of Muuga. Due to the depth of its aquatory and modern terminals the port is one of the best ports in Europe and it is able to receive all ships passing through the Danish Straits.

At the port's western boundary is located Kabelikivi boulder, one of the biggest erratics on the territory of the Quaternary glaciation in northern Europe. Its circumference is 58 m, volume of its part reaching above the ground surface is 760 m^3, total over 1000 m^3.

Kroodi ravine gets its start from Lake Maardu (Figure 30). In 1893, the landlord of Maardu Manor had a ditch dug to the sea from Lake Maardu and a sluice was built for regulating the water level. Someone opened the sluice the following

Künnapuu, S. 1959 Põhja-Eesti glindi kujunemisest. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1958. Tallinn, 41–47.

Miidel, A. 1992. Balti klindi tekkest. Eesti Loodus, 2, 76–81.

Miidel, A. (toim) 1997. ProGeo'97 in Estonia. Proceedings Geological Survey of Estonia. Tallinn, 83 lk.

Miidel, A. 1997. Escarpments and waterfalls. Raukas, A. & Teedumäe, A. (toim). Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 391–395.

Miidel, A. & Raudsep, R. 1999. Põhja-Eesti paekallas kui maailma looduspärand. Eesti Loodus, 1, 20–22.

Miidel, A. & Raukas, A. 2005. Slope processes at the North Estonian Klint. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 54, 4, 209–224.

Orviku, K. 1974. Eesti mererannikud. Tallinn, 112 lk (vene k).

Paatsi, V. 1995. Kust tuli klint eesti keelde? Eesti Loodus, 8, lk 229.

Raukas, A. 2004. Klint. Schwartz, M. (toim). Encyclopedia of Coastal Science. Kluwer Academic Publishers B. V., Dordrecht, 723–725.

Raukas, A. & Teedumäe, A. 1997. Geology and mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 436 lk.

Soesoo, A. & Miidel, A. 2006. Põhja-Eesti klint. MTÜ GeoGuide Baltoskandia, Tallinn, 32 lk.

Strangways, W. 1821. Geological Sketch of the Environs of Peterburg. Trans. Geol. Soc. London, vol. V, 392–458.

Suuroja, K. 2000. Balti klint. Loodus, 1, 44–51.

Suuroja, K. 2003. Balti klint loodusmälestisena. Pirrus, E. (toim). Eluta loodusmälestiste uurimine ja kaitse. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tartu–Tallinn, 19–38.

Suuroja, K. 2004. Kiviaabits. Eesti kivimid. Geotrail, Tallinn, 120 lk.

Suuroja, K. 2004. Põhja-Eesti pangad. Ilo, Tallinn, 192 lk.

Suuroja, K. 2005. Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogia Keskus, Tallinn, 220 lk.

Suuroja, K. 2006. Põhja-Eesti klint Eesti looduse sümbolina. KKM, Tallinn, 196 lk.

Suuroja, K. 2008. Balti klint – loodus ja ajalugu. GeoTrail, Tallinn, 216 lk.

Suuroja, K. & Suuroja, M. 2005. Eesti 101 loodusimet. GeoTrail, Tallinn, 124 lk.

Tammekann, A. 1940. The Baltic Glint. A Geomorphological Study. Part I. Morphography of the Glint. Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici, 24, 103 lk.

Teichert, C. 1927. Der estländische Glint. Natur und Museum, 57, 6, 264–272.

Tuuling, I. 2008. Kuidas on tekkinud Balti klint? Eesti Loodus 9, 6–14.

Vabar, M. 1961. Kas "glint" või "klint"? Eesti Loodus 2, 122–123.

Vilbaste, G. 1938. Järskranniku moodustisi Põhja-Eestis. Loodusevaatleja 4/5, 114–121.

Vilbaste, G. 1939. Põhja-Eesti rannamoodustisi. R. Tohver & Ko trükk, Tallinn, 24 lk.

year and the released water broke the dam and eroded a nearly 2 km long and 10 m deep ravine. The dam was restored in 1939 when the phosphorite processing complex was built.

As we can see, between the Tiskre Cliff and Maardu Klint Bay, i.e. within the boundaries of Tallinn occur a number of nature monuments related to the klint, which justifies calling Tallinn the klint town.

Joonis 30. Vaade Kroodi ovraagile.
Figure 30. View on the Kroodi Ravine. Photo: K. Suuroja.

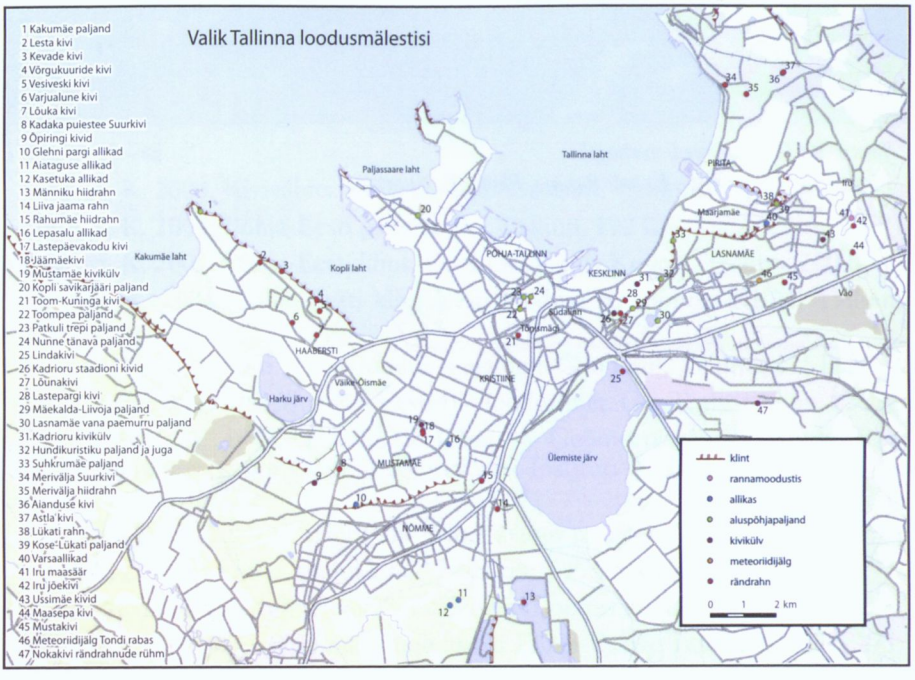
Tallinna loodusmälestisi

Alvar Soesoo ja Sigrid Hade

Nii linna- kui maakeskkonna loodus koosneb lihtsustatult elusa ja eluta looduse osadest. Tihti räägitakse bioloogilise mitmekesisuse säilitamise vajadusest ning rõhutakse ikka elusloodu kaitsmise vajadusele. Sama kehtib aga ka eluta looduse kohta – eluta looduse objektid või mälestusmärgid vajavad samuti hoolivust ja tihti ka kaitset inimese loodust ümberkujundava tegevuse eest. Siinkohal peatume eeskätt eluta looduse mälestusmärkidel, sest nii maastike kujunemisel, paljandite tekkel, rändkividel ja mitmetel muudel eluta looduse objektidel on otsene side geoloogiaga.

Tallinna linna ja lähiümbruse loodusmälestiste seas leidub väga erinevaid geoloogilisi eluta looduse objekte (joonis 1), mille hoidmine on oluline nii loodusliku tasakaalu säilitamiseks aga ka teaduslikust, õppeotstarbelisest, kultuuriloolisest, arheoloogilisest vm vaatenurgast. Eluta loodust peetakse planeedi mäluks: nii võivad kivimites säilinud organismide jäljed mõndagi jutustada Maa eluloost, varasemast looduskeskkonnast ja ka elustikust. Mitmete geoloogiliste protsesside tulemus on edasi kantud maastikes.

Imetlusväärne on see, et juba 19. sajandil kerkis vajadus eluta loodusobjekte kaitsta, et säiliks meie maastike mitmekesisus ja ökoloogiline tasakaal. Inimtegevuse hoogustudes, eriti maavarade kaevandamisel, ehitiste rajamisel ja maaparandustöödel, laienes kaitse vajadus isegi pinnavormidele ja maastikele.



Joonis 1. Valik eri tüüpi loodusmälestisi Tallinnas. Eesti Baaskaardi ja Eesti Põhikaardi alusel ning Eesti Ürglooduse Raamatu andmete põhjal kujundanud S. Hade.

About nature monuments in Tallinn

Alvar Soesoo and Sigrid Hade

Urban as well as countryside environment comprise wildlife and inanimate nature. Naturalists often spotlight the need to preserve biological diversity, stressing especially the need to protect the wildlife, but the inanimate nature monuments, too, need protection from human activity. Below we will discuss first of all the inanimate nature monuments – formation of landscapes and outcrops, erratic boulders and several other objects directly related to geology.

The nature monuments in Tallinn and its environs comprise a wide range of geological objects (Figure 1), preservation of which is important for maintaining the balanced environment, but also from the scientific, educational, cultural, archaeological, etc. point of view. Inanimate nature is considered the memory of a planet – the evidence of various events preserved in rocks allows studying Earth's ancient history, earlier environments and biota. The results of a variety of geological processes are reflected in landscapes.

It is admirable that the need to protect inanimate nature objects to preserve the diversity of our landscapes and ecological balance arouse already in the 19th century. Together with growing intensity of human activity, especially utilization of mineral resources, construction activity and land improvement, the need for protection extended also to landforms and landscapes.

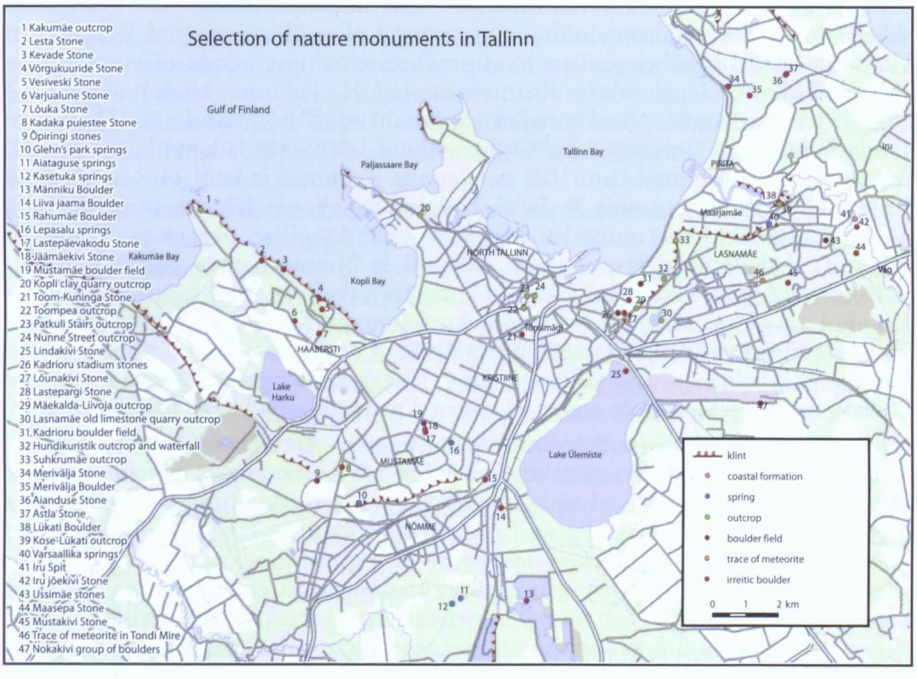


Figure 1. Selection of nature monuments of various types in Tallinn. Designed by S. Hade based on the Base Map and Basic Map of Estonia and on the data of the Book of Primeval Nature.

Eluta loodusmälestiste kaitse korraldamise alguseks Eestis võib lugeda baltisakslasest Peterburi akadeemiku Gregor von Helmerseni 1878. aastal Tartus Looduseuurijate Seltsis peetud ettekannet, milles ta kutsus mõisnikest maaomanikke kaitsma nende maavaldustel olevaid suuri rändrahne. Sellest ajast peale hakati geoloogilisi objekte arvele võtma, uurima nende päritolu ja koostist. Juba enne Teist maailmasõda ja 1950-ndatel aastatel kehtestati riiklik kaitse paljudele maastikuelementidele – geoloogilistele mälestusmärkidele, näiteks astangutele ja pankadele, jugadele, karstialadele, aluspõhjalistele paljanditele ja koobastele, rändrahnudele ja kivikülvidele.

Ometi oli kaitset väärivaid objekte märksa rohkem ja kui neid ei saanud kaitsta otseselt seaduse jõuga, siis oli võimalik neid hoida kohalike elanike teadlikkuse abiga. Geoloogiadoktor akadeemik Karl Orviku (1903–1981) oli siin kindlasti üheks eestvedajaks. 1970-ndate aastate lõpul tekkis geoloogil ja looduskaitsjal Herbert Viidingul (1929–1988) idee koostada analoogiliselt elusloodusele Punasele raamatule üleriigiline ülevaade eluta looduse tähelepanuväärsetest objektidest, mida nüüd tunneme Eesti Ürglooduse Raamatuna. Ürglooduse Raamat koosneb 17 köitest (15 maakonda, Tallinn ja militaaralade lisaköide) ning selles on registreeritud 2528 loodusmälestist, nende seas aluspõhjalisi paljandeid ja koopaid 277, pinnavorme (sealhulgas karstivorme) 269, allikaid 222, järvi 76, soid 73, rändrahne ja kivikülve 1600. Loodusmälestiste andmebaas sisaldub ka Eesti looduse infosüsteemis (EELIS; www.eelis.ee) ja valikuga mõningatest „vee- ja kiviobjektidest" saab tutvuda CD-komplekti "Eesti ürglooduse objektid ekraanil" (www.gi.ee) ning populaarteadusliku sarja "Loodusmälestised" kaudu.

Põhja-Eesti klint suuremõõtmelise maastikuelemendina on tervikuna tähelepanuväärne loodusmälestis, kuid mitmed aluspõhja astangud Põhja-Eesti klindil on vaadeldavad iseseisvate loodusmälestistena ning nende väärtustamiseks on nn Tallinna Ürglooduse Raamatusse (EÜR Tallinna köide) võetud 12 aluspõhjalist paljandit. Need toredad „õppevahendid" hõlmavad aluspõhja kihte alates Kambriumi sinisavist kuni Ordoviitsiumi Lasnamäe lademe lubjakivideni. Rahva seas on tuntumad kuni 10,3 m kõrgune Kakumäe ja kuni 11,8 m kõrgune Kose-Lükati paljand (joonis 2). Isegi Tallinna vanalinnas jalutades saab tutvuda Toompea kõviku kui unikaalse klindisaare geoloogilise ehitusega Toompea paljandi, Patkuli trepi juures oleva paljandi ja Nunne tänava paljandi kaudu. Paljandite kõrgus Toompeal jääb 7–17 meetri vahele ja neile ligipääsetavus on üldjuhul rahuldav. Kahjuks on nüüdseks sulgunud Kopli savikarjääri läbilõige ning Kambriumi–Ordoviitsiumi piiripaljand Laagna tee ja Gonsiori tänava nurgal (Mäekalda–Liivoja paljand), kuid jällegi nähtavaks saab need väikeste lisakaevamistega. Aeg-ajalt avanevad ajutised paljandiseinad ka ehitusplatsidel.

Linnamaastikul tuleb loodusobjektide säilitamisse suhtuda erilise tähelepanuga. Aluspõhja paljandeid kiputakse tihti plaatide või betooniga katma ja järsakuid tasandama, paljandid võivad kaduda ka hoonete ja teede ehituse tõttu. Sellega muutused ei piirdu. Näiteks Põhja-Eesti jugade vööndisse kuuluv Hundikuristiku juga Kadriorus on jäänud ka kevadel veevaeseks, kuna Tondi raba, mis paekaldalt allalangevat oja veega varustas, on muutumas aegamisi elamumassiiviks. Siiski, koos elamute ehitusega on võimalus väärtustada elukeskkonna terviklahendusi, jättes alles kaunid loodusobjektid rekreatiivsete aladena. Näiteks, tõstes Hundikuristiku oja (joonis 3 ja 3a) vooluhulka kunstlikult, saab alles hoida nii oja kui Hundikuristiku juga – Kadrioru pargi kevadeti kuulsamat vaatamisväärsust.

The presentation by Gregor von Helmersen, member of St. Petersburg Academy delivered in 1878 on the meeting at Naturalists Society in Tartu can be considered as the beginning of nature protection in Estonia. G. Helmersen agitated the landlords to protect large erratic boulders situated on their lands. This launched registering of geological objects, investgating their origin and composition. Already before the Second World War investigating and in the 1950s the protection of geological monuments was established for several landscape elements – nature monuments, e.g. escarpments, cliffs, waterfalls, karst fields, bedrock outcrops, caves, erratic boulders and boulder fields.

Nevertheless, the number of objects needing protection was much bigger and if they could not be protected by the power of law, it was done by improving the awareness of local residents. Karl Orviku, D.Sc in geology and Member of Academy was one of the initiators of these activities. In late 1970s Herbert Viiding, a geologist and nature conservationist suggested that similarly to the Red Book of endangered wildlife, geologists should compile analogous review of prominent inanimate nature objects, which now is known as the Book of Primeval Nature. It consists of 17 volumes (15 counties, Tallinn and a volume on military objects) and comprises 2528 nature monuments: 277 bedrock outcrops and caves, 269 landforms (including karst forms), 222 springs, 76 lakes, 73 mires, and 1600 erratic boulders and boulder fields. The nature monuments database is included in the Estonian Nature Information System (EELIS; www.eelis.ee) and a selection of water and rock object can be studied via set of CDs "Estonian inanimate nature objects in your PC" (www.gi.ee) and popular-scientific series "Natural Heritage of Estonia".

The North Estonian Klint as a large-scale landscape element is a remarkable nature monument. Several bedrock escarpments along the klint can be discussed as independent monuments of inanimate nature and to evaluate them, altogether 12 bedrock outcrops have been included in the volume of the Book of Primeval Nature describing Tallinn. These spectacular "teaching aids" comprise bedrock layers from the Cambrian blue clay up to the Ordovician limestones of the Lasnamägi Stage. The most well-known are the Kakumäe outcrop (height 10.3 m) and Kose-Lükati outcrop (11.8 m) (Figure 2). Even in Old Tallinn one can study the geological setting of the unique Toompea Klint Island in Toompea outcrop near the Patkuli Stairs and the outcrop by the side of Nunne Street. The outcrops are generally 7–17 m high and most of them are satisfactorily or well accessible. Unfortunately the outcrop in Kopli clay quarry and the one displaying the Cambrian/Ordovician boundary (Mäekalda–Liivoja outcrop) at the corner of Laagna Road and Gonsiori Street are not presently observable. However, with some minor excavation these can be newly exposed if needed. Now and then temporary outcrops appear in the walls of foundation pits.

In urban conditions preservation of nature object needs special attention. The outcrops in bedrock are often covered with plates or concrete, the escarpments levelled, the outcrops may disappear also due to road construction or under new buildings. And these are not nearly all changes! For example, the Hundikuristik waterfall in Kadriorg Park included in the North Estonian waterfall belt now remains waterless even in spring because the Tondi Mire which previously supplied water to the brook descending from the klint is gradually being turned into a residential area. However, the construction of residential districts can be

Joonis 2. Kose-Lükati paljand.
Figure 2. Outcrop in Kose-Lükati. Photo: G. Baranov.

Pinnavorme on Tallinnas vähe säilinud. Loetleda saab vaid objekte, mida on loodus- või muinsuskaitseliselt ammu hoitud. Juba 1957. aastast kaitse alla võetud keeruka arenguloogaga Pirita jõe org (joonis 4) on suurim selle tüübi loodusmälestiste esindaja Tallinnas, väärtustades lammoru tüüpi pinnavormi ja selles voolavat käärulist-kärestikulist Pirita jõge. See kompleksvorm võimaldab tundma õppida kas või erinevaid veega seotud kulutus- ja kuhjeprotsesse. Pirita orus asub ka Iru linnamägi, mis on kunagise Antsülusjärve transgressiooni ja regressiooni tingimustes tekkinud põiksäär (linnaoludes kahjuks kahjustatud). Iru linnamäest loode suunas paikneb tasandatud kruusaauk, kus võib leida Antsülusjärves elanud molluskite kodasid. Mereliste ja järveliste kulutus- ja kuhjevormide moodustumist selgitava loodusobjektina võiks hoida loodusmälestisena alles ka Pärnamäe maasäärt.

Allikaid esineb Tallinnas rohkesti paekalda ja Mustamäe astangu jalamil, Toompea nõlvadel, ümber Pääsküla raba ja mujalgi. Kuivendamise tulemusena on jäänud mitmed allikad nüüdseks kraavidesse ja loodusmälestistena enam vaadeldavad ei ole. Siiski on veel viis allika-ala – Aiataguse, Glehni pargi, Kasetuka, Lepistiku allikad ja Varsaallikad (joonis 5), mis maastikulist, ökoloogilist ja ka rekreatiivset ning õppeotstarbelist väärtust omavad. Nende teaduslik tähtsus on küll taandunud üksnes inimmõju jälgimisele põhjaveele ja ökoloogiale. Allikatüübi poolest on kõik nimetatud, v.a Varsaallikad, pinnakatte langeallikad, vaid Varsaallikad on lubjakivise aluspõhja langeallikad. Varsaallikad on suhteliselt võimsad ka maksimaalselt vooluhulgalt, mis ulatub kuni 120 liitrini sekundis, teiste allikate puhul jääb maksimaalne vooluhulk ca 2–10 l/s piiresse.

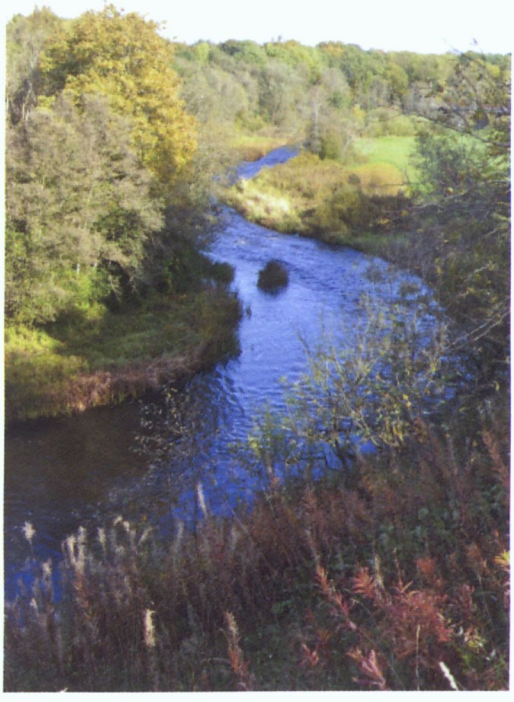
carried out also by valuating integral solutions of life environment, preserving the attractive nature objects as recreation areas. For example, artificial increasing of the flow rate of Hundikuristik Brook (Figure 3, 3a) would preserve both the brook as well as the Hundikuristik waterfall – one of the most popular springtime attractions in Kadriorg Park.

Joonis 3, 3a. Hundikuristik tänapäeval ja veerohkena aastaid tagasi.

Figure 3, 3a. Hundikuristik today and as a full-flowing years ago. Photo: G. Baranov and A. Miidel.

Only few landforms have preserved in Tallinn, mainly those which already long ago were taken under nature or archaeological protection. The most prominent among these, the Pirita River Valley (Figure 4), has been protected since 1957. It values flood plain rive valleys and the meandering Pirita River with several rapids in this valley. This complex landform allows studying of various erosion and accumulation processes related to running water. In the Pirita Valley is located also the Iru Fort Hill, a traverse spit formed during the alternating transgression and regression of former Ancylus Lake (unfortunately it has already been damaged in urban conditions). Northwest of the latter is situated a levelled gravel pit where the shells of molluscs once lived in Ancylus Lake can be found. Another geological object worth preserving is the Pärnamäe spit, explaining the formation of marine and lacustrine erosion and accumulation of landforms.

Springs are common at the foot of limestone escarpment and the scarp at Mustamäe, on the slopes of Toompea Klint Island, in the surroundings of

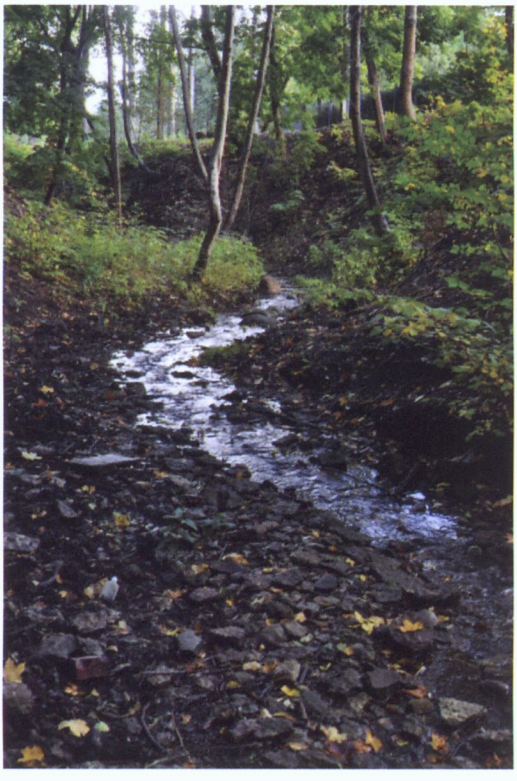


Joonis 4. Pirita jõe org.
Figure 4. Valley of the Pirita River. Photo: G. Baranov.

Viimase jääaja tunnistajatena ilmestavad Tallinna maastikupilti siin-seal suured rändrahnud – võõra päritoluga kristalsed kivimid. Rändkivide kodumaaks on Soome. Samas me teame, et vähemasti Põhja-Eesti aluskorrakivimid on väga sarnased Lõuna-Soomes paljanduvatele. Seetõttu on võimalik väita, et rändrahnud on justkui geoloogilised näidised Eesti aluskorda moodustavatest kristalsetest kivimitest, mis muidu kusagil Eestis maapinnale ei ulatu. Liustik, mis jääajal Skandinaaviast lõuna suunas liikus, tõi enesega kaasa väga mitmesugust materjali, mis peale liustiku sulamist maha jäi. Nii jäid ka Tallinna piirkonda neli hiidrahnudeks loetavat hiigelsuurt kivi: Kuradisadul Kosel, Merivälja hiidrahn, Männiku hiidrahn ja Rahumäe hiidrahn. Nende kõikide ümbermõõt on üle 25 meetri ja suurim läbimõõt üle 10 meetri! Rändrahnud ongi Tallinna loodusmälestiste üheks suuremaks rühmaks. Koos juba nimetatud hiidrahnudega on Tallinna alalt andmeid ligi 90 rändkivi kohta (neist 51 rahnu ümbermõõt ulatub üle 10 m). Rändrahnude kogumid – kivikülvid on suurepärased maastiku ilmestajad. Huvivääsemad on 23 rabakivirahnust koosnev Lemmikneeme suurte rahnude külv Aegna saarel, Kadrioru pargi ja Mustamäe kivikülvid (joonis 6) ning Lindakivi rahnude kogum Ülemiste järves.

Rändkivide uurimise ajalugu on olnud pikk ja mitmekesine. Pärast looduskaitse seaduse kehtestamist 1935. aastal hakati geoloog Karl Orviku eestvõtmisel Eesti Looduseuurijate Seltsi geoloogia-geograafiasektsioonis pidama suurte rändrahnude kataloogi. Aastail 1932–1940 tegelesid vastavate andmete kogumisega paljud loodusteadlased. Pärast Teist maailmasõda see töö jätkus, kuid faktide kogumisele lisandus rändkivide teaduslik uurimine ja seda mitmest aspektist. Herbert Viiding, uurides pindmiste rändkivide levikut ja koostist, avaldas loodushuvilistele mõeldud suurte rändkivide kirjeldamise juhendi. Lisaks ilmus temalt arvukalt populaarteaduslikke artikleid, milles ta rõhutas rändrahnude kui loodusmälestiste kaitsmise vajadust. Uurimine hoogustus, kui asuti Eesti Ürglooduse Raamatu koostamisele, mida üle kümne aasta juhtis Enn Pirrus, kes on avaldanud mitmeid artikleid sellest ulatuslikust ettevõtmisest ja suurte rändrahnude uurimisest. Praegu on selles kogumikus arvel 1600 rändrahnu ja kivikülvi. Olgu meenutatud, et Herbert Viiding prognoosis suurte rändrahnude tõenäoliseks hulgaks Eestis 2500.

Pääsküla and in a number of other localities. As a result of draining, several springs have been caught into ditches and are not observable as nature monuments any longer. Still, five spring areas of landscape, ecological, recreational and educational value have preserved: Aiataguse, N. von Glehn Park, Kasetuka , Lepistiku and Varsaallika springs (Figure 5). Their scientific importance, however, has reduced to monitoring the human impact on groundwater and ecology. Except the Varsaallika springs (gravity spring in bedrock), the remaining four are gravity springs in Quaternary deposits. The maximum flow rate of the Varsaallika springs amounts to 120 l/sec, in other cases – app. 2–10 l/s.



Joonis 5. Varsaallikad.
Figure 5. Varsaallika springs. Photo: G. Baranov.

Here and there erratic boulders, the allochthonous crystalline rocks witnesses the last continental glaciations, vivifying the urban landscape. They originate from Finland. At the same time it is known that the crystalline basement in northern Estonia greatly resembles that of southern Finland. Therefore it can be said that the erratic boulders are kind of geological specimen of the crystalline rocks forming our basement which do not crop out in Estonia. The continental glacier which moved southwards from Scandinavia carried along extremely variable material, which remained here after the glacier melted. Thus, four gigantic boulders were left behind in Tallinn region: the Devil's Saddle (*Kuradisadul*) in Kose, and huge erratics in Merivälja, Männiku and Rahumäe. All of them have circumference over 25 m and their largest dimension exceeds 10 m! Erratic boulders form the biggest group among inanimate nature monuments in Tallinn: including the above four huge erratics, altogether almost 90 erratic boulders are known, whereas 51 have circumference over 10 m. Boulder fields occur in Lemmikneeme (23 rapakivi boulders) on Aegna Island, in Kadriorg Park, in Mustamäe district (Figure 6) and the Lindakivi boulder group in Lake Ülemiste.

The investigation history of erratic boulders is long and diverse. After the Nature Protection Act was adopted in 1935, geologist Karl Orviku initiated compiling of the catalogue of large erratic boulders at the geology and geography division of the Estonian Naturalists Society and in 1932–1940 a number of naturalists

Tuleb tõdeda, et isegi tänapäevases Tallinna linna ja ümbruskonna arendus- ja ehitustegevuses, sh parkide heakorrastustöödelgi, kipuvad kivid pigem „ette jääma". Loodetavasti jätkub tulevikus arendajatel ja ehitajatel tervet mõistust meie elukeskkonna ürgsete koostisosade säilitamiseks.

Kasulikku lugemisvara ja infoallikaid
Useful readings

Eesti Ürglooduse Raamat. Käsikirjaline materjal, TTÜ Geoloogia Instituut.

Eklund, O. & Soesoo, A. 2007. Kristalsed kivimid Lõuna-Soomes ja Eestis. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Kumari, A. 1979. Kümme suuremat rändrahnu. Eesti Loodus, 7, 462–465.

Kumari, A. 1981. Suurte rändrahnude teine kümme. Eesti Loodus, 10, 670 – 676.

Pirrus, E. 2003. Eesti Ürglooduse Raamat – geoloogiliste loodusmälestiste üleriigiline andmebaas. Rmt.: Eluta loodusmälestiste uurimine ja kaitse. Tartu – Tallinn, 7–18.

Pirrus, E. 2009. Eestimaa suured kivid. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 120 lk. www.gi.ee/rahnud

Soesoo, A. & Miidel, A. 2007. Eesti rändkivid. MTÜ GEOGuide Baltoscandia, Tallinn, 32 lk.

Suuroja, K. & Suuroja, M. 2006. Eesti 100 rändrahnu. Tallinn, 109 lk.

Viiding, H. 1955. Eesti NSV rändkivide petrograafiast. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1955. Tallinn, 377– 389.

Viiding, H. 1957. Rändrahnud loodusmälestistena. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1957. Tallinn, 169–182.

Viiding, H. 1986. Suurte rändrahnude kirjeldamise juhend. Abiks loodusevaatlejale nr 85. Tartu, 104 lk.

Vt ka internetis:
Websites:

www.eelis.ee

www.gi.ee

were engaged in collecting the respective data. The work continued after the Second World War, but besides just collecting the factual data, the boulders were scientifically studied from several aspects. Herbert Viiding studied the distribution of erratic boulders and issued a manual for describing large erratic boulders. He also published a number of popular scientific papers, pointing out the need for protecting the erratics as nature monuments. Compilation of the Book of Primeval Nature boosted the investigations. For more than a decade these investigations were led by Enn Pirrus, who has published several articles on this extensive work and also on the investigations of erratic boulders. Currently 1600 erratic boulders and boulder fields are included in the Book of Primeval Nature. By the way, Herbert Viiding prognosticated that the number of large erratic boulders will reach approximately 2500.

Joonis 6. Mustamäe kivikülv.
Figure 6. Boulder field in Mustamäe. Photo: A. Miidel.

Nowadays, however, in the process of real estate development and construction activity, including arranging of park areas, in Tallinn and its environs the boulders seem to stay in the way... Hopefully in the future the common sense will prevail and the ancient "visitors" of our life environment will be preserved.

Geoloogilised retked Tallinnas ja selle lähiümbruses

Jaak Nõlvak

Geoloogiahuvilisele pakub Tallinn küllalt palju huvitavat. Paaritunnise jalutuskäigu jooksul jõuab peatuda vaid mõnes põnevamas kohas vanalinnas (joonis 1), kuid vaatamisväärsustest rikas on ka linna lähiümbrus.

Joonis 1. Võimaliku geoloogilise ekskursiooni marsruut Tallinna vanalinnas. Numbrid tähistavad huvipunkte. Eesti põhikaardi alusel kujundanud S. Hade.

Figure 1. Route of a geological tour in Old Tallinn. The numbers denote sites of intrest. Designed by S. Hade on the grounds of base map of Estonia.

Miks tekkis asustus just siia: kahe suure peaaegu samanimelise rändrahnu – Mustkivi (Kakumäel, joonis 2) ja Mustakivi (Lasnamäel) vahelisele alale? Jätame siinkohal kõrvale ajaloolis-poliitilised põhjused ja jälgime enam looduslikke. Tallinna piires võib maastikuliselt eristada Põhja-Eesti lavamaad koos Toompea jäänuksaarega ja Põhja-Eesti rannikumadalikku. Tähtis looduslik eeldus, miks asustus koondus siia varjulise merelahe äärde, kus ühtlasi kujunes sadamakoht, oli ka magevee olemasolu. Seda sai varuda Ülemiste järvest välja voolanud Härjapea jõest (ka Mardi ojast), mis nüüdseks on torustatud ning reljeefis ja linnapildis pinnase täitmise ja ehitustegevusega märkamatuks muudetud.

Asendi ja pinnamoe poolest on Tallinna vanalinn jaotunud ajalooliselt kaheks suuremaks osaks – keskaegse planeeringuga all-linnaks ja sellest kümneid meetreid kõrgemal paiknevaks Toompeaks. Toompeale rajati ka esimesed kaitseehitised:

Geological tours in Tallinn and its environs

Jaak Nõlvak

Tallinn offers lots of attraction to those interested in geology and geological monuments. Let's spend a couple of hours in Old Tallinn (Figure 1) and its nearest environs.

Why was namely this place settled – the area between two erratic boulders: Mustkivi in Kakumäe (Figure 2) and Mustakivi in Lasnamäe? Let's leave aside the military, commercial, historical and political reasons, and focus on the natural ones.

Joonis 2. Mustkivi rändkivi Kakumäe rannas.
Figure 2. Mustkivi erratic boulder on Kakumäe beach. Photo: J. Nõlvak.

Within Tallinn can be distinguished North Estonian Limestone Plateau together with the Toompea Klint Island, and North Estonian Coastal Lowland. Presence of fresh water was an important natural precondition for establishing the port namely here, by the side of a sheltered bay. The fresh water was obtained from the Härjapea River (and also from the Mardi Brook), which today is enclosed in underground pipes.

Tallinn has two main parts differing in position and relief – the downtown and Toompea (Dome Hill), rising like an island dozens of meters above the surrounding quarters.

The ancient Estonians built their stronghold (probably wooden) named Lyndanise, and later known in Danish as Castrum Danorum and in German as Ordensburg, on the top of the elevation, which offered natural protection. The position of the downtown has always been influenced by its location between Lake

arvatav eestlaste linnus Lyndanise, seejärel taanlaste Castrum Danorum, sakslaste Ordensburg ja hilisemad linnused, sest kõrgendikku oli muinasajal vaenuvägede eest kergem kaitsta. Peale soodsa asukoha oli siin käepärast võtta ka hea paene ehitusmaterjal. All-linna asumite asendit on aga mõjutanud surutus Ülemiste järve ja mere vahele ning linn sai laieneda vaid kirde–edela sihis. Praegusel intensiivse ehituse ajal on Tallinn valgumas aga kõikvõimalikesse suundadesse, välja arvatud põhjasuunda – merre.

Linna pindala on kõrvuti inimtegevusega mõnevõrra suurendanud looduslik maatõus, mis on piirkonniti erinev, kuid keskeltläbi umbes 2–2,5 mm aastas. Üldine jääajajärgne ehk glatsioisostaatiline maatõus on jätkunud, kuigi aeglustuvas tempos, umbes 11 200 aastat ehk kogu viimase mandrijää sulamise ja maapinna suurest koormast vabanemise järgse aja. Peale glatsioisostaatilise tõusu avaldavad maakoore liikumistele mõju ka üldised kõikuvliikumised ehk tektoonilised liikumised. Nii ongi geoloogilisest vaatepunktist põhiliseks Tallinna asendit määravaks looduslikuks eelduseks olnud soodus pinnamood – pankrannikust erosiooni käigus eristunud kõrgendik ning sadamapaik varjupakkuva merelahe ja mageda veega.

All-linna vaatamisväärsused

Alustame oma retke läbi Tallinna Viru eesvärava (huvipunkt 1; joonis 1) kahe säilinud torni vahelt (esmamainimine 1362). Geoloogilise retke puhul on huvitav märkida, et Viru värava esialgne nimetus oli Savivärav, mis tulenes Viru väljaku kohal asunud suurtest saviaukudest. Viru värava juurest pöörame paremale Müürivahe tänavale, kus võib jälgida 14. sajandist alates rajatud ja tänaseks säilinud linnamüüri. **Linnamüür** kaitses keskaegset all-linna ja kasvas ning täienes koos linnaga. Suure Rannavärava (ehituse algus 1355) ja Viru värava vaheline müürilõik ehitati toona kohati päris mererannale. Mereranna kaugenemine linnamüürist on tingitud maapinna jääajajärgsest aeglasest tõusust, aga ka küllalt paksust inimtegevuse käigus moodustunud kultuurikihist. Ent mõnes paigas Tallinnas maapind tänapäeval hoopiski vajub, näiteks Raua tänava kandis, kus siinse sauna ja koolimaja ehituspüsivus on tekitanud mitmeid probleeme. Kohati vajub maapind linnas ka mujal ürgorgude setete tihenemise tõttu.

On loomulik, et linnamüür ei saanud korraga valmis. Esialgne linnamüür (ehituse algus 1265) oli madalam, seda kõrgendati ja täiustati kaitsetornidega pikema aja jooksul. Hilisema, selle pärismüüri ehituse alguseks loetakse 1311. aastat. Müüri asend võis kohati algsega ka kokku langeda. Järgnesid sõjad, kus müüri kaitsevõime pandi proovile: eestlaste Jüriöö ülestõus (1343), linna pommitamine merelt taanlaste poolt (1569) ja vallutusüritus maad mööda (1570–1571), Liivi sõja aegne pommitamine vene vägede poolt (1577). Kuid on tähelepanuväärne, et üle 16 m kõrguse ja 3 m paksuse müüri ei suudetudki linna vallutada, küll aga võeti võim korduvalt nn tagaukse kaudu. 15. sajandi keskel ehitati välja ka all-linna ja Toompea vahele jäävad müüriosad ja Kiek in de Kök (1475–1483). 16. sajandi lõpuks olid aga relvad nii võimsaks muutunud, et müür kaotas oma mõtte kaitseehitisena ja nüüd asuti rajama müüriesiseid bastione. Vallutust takistas ka 14. sajandil rajatud vallikraav, mis sai oma vee Ülemiste järvest praeguse Veerenni tänava kandis paiknenud kanali kaudu.

13. sajandi alguses hoogustus kohaliku paekivi kasutamine müüritistes, sest Eesti alade alistamisega 1219. aastal taanlaste ja seejärel ordusakslaste poolt algas siin

Ülemiste and the sea, so the town has been able to extend only to the northeast and southwest. In the current period of intensive real estate development the town, however, extends in all possible directions, except the north.

Aside the human activity the town's territory has increased also due to glacioisostatic uplift of land, which varies regionally, but is average 2–2.5 mm per year. The general glacioisostatic (i.e. postglacial) uplift continues, although has become somewhat slower, for about 11 200 years, i.e. the whole period after the continental glacier melted. In addition to the glacioisostatic uplift also the neotectonic movements affect the movements of the Earth's crust. Thus, from the geological point of view the two preconditions determining the position of settlement are favourable landscape (elevation separated from the limestone escarpment by the erosion) and harbour place with sheltering bay and fresh water.

Sightseeing in downtown

Our tour begins between the two towers of the Viru Gate (first mentioned in 1362; Site No. 1 in Figure 1) and turn to the right to Müürivahe Street where we follow the **town wall** building of which was initiated in the 14th century. It protected the medieval downtown and grew and was supplemented together with the development of the town. The wall section between the Great coastal Gate (Suur Rannavärav, construction began in 1355) and Viru Gate was primarily built in places quite near to the shoreline. Recession of the shoreline has mostly been due to the glacioisostatic land uplift, but also due to the formation of rather thick layer of man-made soils. Still, there are some places in Tallinn where the ground surface subsides, e.g. in the area of today's Raua Street. Above buried valleys the subsidence may occur due to consolidation of sediments filling the valley.

Naturally the whole town wall was not completed at the same time. The primary wall (construction began in 1265) was made higher and supplemented with fortification towers for longer period of time. Building of the later town wall began in 1311. The following wars tested the wall's defensive capacity: revolt of Estonians in 1343, bombing by Danes from the sea (1569) and attempt to conquer the town from land (1570–1571), and bombing by Russians during the Livonian War (1577). It is noteworthy that the town was never conquered by attack, but the power was repeatedly taken over so-to-say through the back door. In the middle of the 15th century were completed also the sections between the lower town and Toompea and Kiek in de Kök (1475). By the end of the 16th century the firearms had developed and the wall lost its defensive meaning, therefore bastions were built outside the wall. Conquering of the town was also hindered by the moat dug in the 14th century.

In the 13th century utilization of local building material intensified, because after Toompea was conquered by the Danes (1219) and after that by Germans, building of fortifications began. Local way of wall building, so-called *opus revalicum* was applied – in the same layer were used stones of variable thickness. This was due to the natural peculiarity of the local limestone – the thickness of limestone beds varies from some to some tens of centimetres.

Building limestone. When extracting building materials, their accessibility, closeness and volume are important, especially when construction volumes are large. In Tallinn and its environs several quarries are known from which at different

tugevasti kindlustatud tugipunktide rajamine. Varasema kuivmüüritise kõrval hakati peatselt kasutama lubimörti, millega kaasnes ka lubjapõletamine. Kujunes kohalik müüriladumise viis, nn *opus revalicum*, kus samas müürikihis kasutati erineva paksusega kive. See tulenes meie paekivi looduslikust eripärast anda mõne kuni mõnekümne sentimeetri paksuseid horisontaalpinnalisi kihte.

Ehitusmaterjale kaevandades oli tähtis nende kättesaadavus, lähedus ja hulk. Eriti oluline oli see suurehituste puhul. Tallinnas ja lähiümbruses on olnud mitu paemurdu, kust eri aegadel murti paasi nii linnamüüri, majade, kirikute ja muude hoonete ehitamiseks kui ka teede sillutamiseks ja lubja põletamiseks. Esialgu murti paasi Toompeal, sellele lisandusid Lasnamäe, Harku, Kadaka ja kindlasti mõni väiksemgi kivimurd. Kihi kasutuse määravad kivimi savisisaldus ja looduslik kihipaksus. Väiksema savisisaldusega erim on kõvem. Kihi paksus oleneb sellest, milline oli saviainese lisandumine iidse mere lubimudasse. Nii lubjakivi kui ka dolokivi ehitusmaterjaliks murdes ja kasutades on vaja jälgida just kivimi looduslikku kihilisust, kuna juhuslikult ja kihilisuse suhtes vääralt lõigatud ehituskivi võib kergesti laguneda piki õhukesi savikelmeid, eriti talvisel läbikülmumisel.

Joonis 3. Lasnamäe lademe ehituslubjakivi.

Figure 3. Building limestone of the Lasnamägi Stage. Photo: J. Nõlvak.

Tallinna vanalinna paeehitistele ja linnamüürile on iseloomulik hall värvus ja ehituskivi väljapeetud looduslik kihilisus. Pruunikamad toonid ehitiste (näiteks Draamateater, Kaarli kirik) seintes kasutatud kivide hulgas on põhjustatud nende dolomiidistumisest. Rauaühendid dolokivis muudavad selle ilmastiku mõjul kollakas-pruuniks. Samasugused muutused on jälgitavad mõnikord ka paljandites, näiteks Laagna teesüvendi seintes Lasnamäel (joonis 3).

Jätkame teekonda Vene ja Müürivahe tänavat ühendava **Katariina käigu** kaudu (huvipunkt 2; joonis 1). Vene tänava ja linnamüüri vahel asub tugeva müüriga piiratud alllinna esimene kerjusmunkade dominiiklaste ordu klooster ja avaneb romantiline vaade vanadele paekivist ehitistele. Kloostrikompleksi kuuluval 13. sajandi teisel poolel rajatud Põhja-Euroopa suurimale Pühale Katariinale pühitsetud kiriku välisseinale on kinnitatud keskaegseid hauaplaate, mis

times limestone was extracted for building of town wall, dwellings, churches and other buildings, as well as for paving the streets and lime burning. At first limestone was extracted in Toompea, later on quarries in Lasnamäe, Harku and Kadaka were taken into use.

The use of a limestone bed is determined by the content of clay fraction and natural thickness of beds. The varieties with smaller content of clay are stronger. The thickness of a bed depends on how much clayey material entered the lime mud on ancient seafloor. When cutting the limestone and dolostone it is important to follow the natural bedding of the rock, since the building stone cut accidentally and ignoring the natural bedding will easily disintegrate along thin marlstone films, especially at freezing in winter.

The uniqueness of limestone buildings of Tallinn, incl. the town wall, in the whole northern Europe is the grey colour of building limestone and its consistent natural bedding. Some brownish colouring in the walls of some buildings (National Drama Theatre, Kaarli Church) is because certain natural beds have been subject to secondary dolomitization, probably due to sedimentation breaks. When exposed to weather, dolostone turns yellowish-brown because of the presence of iron compounds in it. Similar brownish beds are observable also in the walls of the trench of Laagna Road in Lasnamägi area (Figure 3).

Our tour continues through the **St. Catherine's Passage** ***(Katariina käik)*** connecting Vene and Müürivahe Streets (No. 2 in Figure 1). Here is located the first Dominican Monastery in lower town surrounded by strong wall. You can also enjoy romantic view on old limestone buildings. Medieval tomb plates can be seen on the walls of the St. Catherine's Church, which is the biggest in whole northern Europe. At closer observations aside the carved text there is another attraction to a geologist – brownish spots ca 1 cm in diameter – these are the burrows made by the organisms that lived in the bottom sediments before these were lithified. The filling of these and the small "pockets" is richer in dolomite and has weathered and become brownish.

The monastery functioned until 1525 and also carried out educational activity besides spreading the religion. Supposedly it was the first school in lower town where the Estonian boys could be educated. The supposedly oldest school in Estonia was established on Toompea in 1310, its students have been e.g. K. E. von Baer (the only Baltic German on Estonian banknotes) , A. J. von Krusenstern and others.

Standing in front of the Catholic Church in Vene Street (No. 3 in Figure 1) one can see also **St. Nicholas' Orthodox Church** and this reminds about the geopolitical position of Tallinn at the crossroads of three major religions and geographically favourable position at the crossing of tradeways.

Now we turn to the Pühavaimu Street covered with cobblestone pavement. These cobbles the glacier has carried here mostly from the southern coast of Finland and northern part of the Gulf of Finland.

Holy Spirit ***(Pühavaimu)*** **Church** (No. 4 in Figure 1) is situated on the corner of the narrow Pühavaimu Street and Saiakang Passage. The church was first mentioned already in 1316 and apart from other churches in Tallinn it has been very little changed by reconstruction. The church was originally founded as part of the neighbouring Holy Spirit Almshouse, which tended to the town's sick and elderly. Throughout Medieval times it remained the primary church of the common folk.

on teinud läbi rännaku Rocca al Mare suvemõisasse, kuhu need ühe itaallasest Tallinna üliku poolt kokku veeti, et kaunistada mõisaalleed – kohalikku "Via Appiat". Lähemal vaatlusel äratavad tähelepanu lisaks raidtekstidele pruunikad umbes sentimeetrise läbimõõduga täpid, mis pole värv, vaid enne sette kivistumist selles tegutsenud elustiku kaevumisjäljed ja -süvendid, mille dolomiidirikkam täide on ilmastiku mõjul pruunikamaks porsunud. Kuni 1525. aastani tegutsenud klooster toimis lisaks kristluse levitamisele ka kooliharidusе andjana. Arvatavasti tegutses siin esimene all-linna kloostrikool, kus ka eesti soost poisid võisid saada ladinakeelset õpetust. Tõenäoliselt vanim kool Eestis on 1319. aastal Toompeal asutatud toomkool, kus on õppinud ka K. E. von Baer (ainus baltisakslane Eesti raha kupüüridel), A. J. von Krusenstern jt.

Vene tänaval (huvipunkt 3; joonis 1) katoliku kiriku ees seistes näeb ka õigeusu **Nikolai Imetegija kirikut**, esimest Tallinna kuppelkirikut 1827. aastast. See tuletab meelde Eestimaa geopoliitilist asendit kolme suure religiooni piirimail ning geograafiliselt soodsat asendit kaubateede ja võimuihade ristmikul. Jätkame teed mööda munakivist sillutisega Pühavaimu tänavat. Kasutatud munakivid on mandrijää meile toonud Soome lõunarannikult ja lahe põhjast. Rikkalikult on rändkive ka meie mererandadel, kuhu merejää oma liikumisel neid tänapäevalgi koondab.

Jalutuskäigul Tallinna vanalinnas on kultuurihuviline tallinlane või külaline arvatavasti leidnud tee ka kitsa Pühavaimu tänava ja Saiakangi nurgal paiknevasse Pühavaimu (ka Püha Vaimu) kirikusse.

Pühavaimu kirikut (huvipunkt 4; joonis 1), mainitud juba 1316. aastal, on erinevalt teistest kirikuhoonetest ümberehituste käigus väga vähe muudetud. Lisaks oma põhifunktsioonile kui all-linna seegi- ja magistraadikirik, väärib see kahelööviline maalinguterikaste rõdurinnatistega kirik märkimist veel vähemalt kolmest vaatenurgast: kultuuriajalooliselt, kuulsa altari ja Taani lipu näidise asupaigana. Välisseinal on 17. sajandist värviline kell C. Ackermani kuulsast puunikerduse töökojast, kus on loodud ka enamus toomkirikus rippuvatest baltisaksa sugukondade vappepitaafidest ja sealne barokkstiilis altar. Kultuuriloost on tähtis see, et pärast reformatsiooni oli Pühavaimus esimene eestikeelne kogudus ja erinevalt katoliku kirikust, emakeelne jumalateenistus. Aastatel 1532–1536 teenis siin pastor S. Wanradt, kes trükkis 1535. aastal Wittenbergis vanima leitud eestikeelse raamatuna pastor J. Koelli poolt eesti keelde tõlgitud Martin Lutheri katekismuse. See oli vaid kuus aastat varem ilmunud Gutenbergi trükikojas. Nii oli baltisaksa pastoritel oluline osa eesti kirjakeele arengus. Hiljem, 1563–1600 teenis selles kirikus "Liivimaa kroonika" autor Balthasar Russow, keda peetakse eestlaseks.

Kõigist kunstiväärtustest kõige väärtuslikum on Bernt Notke tiibaltar (1483), kus muuhulgas on kujutatud ka danebrogi – valge ristiga punast lippu, mis seob altari tellimustöö just Tallinnaga. Legend jutustab, et ligi 800 aastat tagasi (1219), kui Taani kuningas Waldemar II koos piiskoppidega Lundist, Roskildest ja Schleswigist sõdisid Tallinna all, langes neile taevast punane võidulipp. Selline kujund ja värvikombinatsioon – valge rist punasel taustal – inspireeris taanlasi seda hiljem oma riigilipuks võtma.

Pühavaimu kiriku vastas Pika tänava alguses asub linna suurkaupmehi ühendava **Suurgildi hoone** (huvipunkt 5; joonis 1) 1410. aastast. Hoone peafassaadi viilule on maalitud kaks Tallinna väikese vapi kujutist: hõbedane rist punasel kilbil, mis

Joonis 4. Patkuli paljand vanalinnas.
Figure 4. Patkuli outcrop in Old Town. Photo: G. Baranov.

The church is noteworthy from three standpoints: cultural history, famous altar and the place of storing the sample of Danebrog. On its outside wall there is 17th century colourful clock from C. Ackerman's famous carving workshop. From the cultural history standpoint it is important that after the Reformation, it was here that the first sermons were ever given in the Estonian language (as opposed to German) and a catechism published in 1535 by the church's pastor Johann Koell is thought to be the first book in Estonian. In 1563–1600 the church's pastor became Balthasar Russow, the author of *Chronica der Provinz Lyfflandt* who supposedly had Estonian roots.

The most valuable artwork is the famous winged altar by Bernt Notke (1483), depicting among other things also the Danebrog. The legend relates the origin of the flag to the battle at Tallinn on June 15, 1219. Almost 800 years ago Valdemar, the king of Denmark together with bishops from Lund, Roskilde and Schleswig was fighting under Tallinn. The battle was going badly, and defeat seemed imminent. But then, right when the Danes were about to give up, the flag fell from heaven. The flag was given to the Danes from God himself, and from that day forward, it became the flag of Denmark.

Opposite to the church is located **the building of the Great Guild** (No. 5 in Figure 1) originating from 1410. On the gable of the frontal of this building there are two small city arms of Tallinn: silver cross on a red shield, which also served as the arms of the Great Guild. Besides, sightworthy are the heavy oak doors of the building together with the hammered nails and unique bronze knockers.

At the beginning of Pikk Street on the opposite to the previous buildings stand houses from the beginning of the 20th century with finely decorated frontals

oli ka Suurgildi vapiks. Vaatamisväärsuseks on ka hoone rasked tammepuust uksed sepisnaelte ja haruldaste pronksist koputitega. Selle hoone kõrval paikneb meie rahva ajaloo süngemalt poolelt tuntud maja rõduga, kust juhiti "vabatahtlikku" Nõukogude perioodi algust Eestis 1940. aastal.

Pika tänava alguses torkavad silma toredate värviliste juugendarhitektuurile iseloomulike fassaadidega ehitised 1920ndate aastate algusest. Vahest kõige intrigeerivam on vastasmaja noorikut piilunud naerunäo ja lornjetiga härrasmehe pea, mis on siia paigutatud armukadeda abielumehe karistuseks. Veidi edasi mööda Pikka tänavat asub **Mustpeade Vennaskonna maja** (huvipunkt 6; joonis 1). Hoone fassaad ja raidkivid on kujundatud Arent Passeri poolt 16. sajandi lõpus. See on hea näide Lasnamäe lubjakivi valitud kihtide ja Orgita dolomiidi sobivusest keerukateks raidtöödeks. Paekivi raidkivina allub üsna kergesti ilmastiku mõjutustele. Nii on nelja hansalinna dolomiidist vapid hoone esimese korruse kohal ilmastiku eest halvasti kaitstud ja peaaegu olematuteks murenenud, kuid akende kolmnurkseid frontoone kaunistavad kuninglikud pead on paremini säilinud. Neist kõrgemale on paigutatud Orgita dolokivist raiutud, õigemini nikerdatud, ratsanike reljeefid, õigusejumalanna Justitia ja rahujumal Paxi antiikmütoloogilised figuurid ning kõigist kõrgemale Kristus. Lisagem, et raidtöödeks kasutatud Siluri ladestu Raikküla lademe Orgita leiukoha dolokivi (vanusega ca 435 miljonit aastat) on moodustunud madalas soolaseveelises elustikuvaeses laguunis. Sellest üle 30 miljoni aasta varem kujunenud Ordoviitsiumi ladestu Lasnamäe lademe lubjakivi on kujunenud aga normaalmerelistes tingimustes, kus settest moodustunud kivimis on säilinud kivististena või nende fragmentidena ka mere elustik.

Pikalt tänavalt jõuame Hobusepea tänava kaudu Laia tänava algusesse **Patkuli paljandini** (huvipunkt 7; joonis 1; joonis 4). See on oluline koht Tallinna südalinnas, kus saab tutvuda Ordoviitsiumi kivimitega. Nõukogude ajal oli see ka ainus koht, kus oli võimalik välismaalastele Põhja-Eesti klindile iseloomulikku geoloogilist läbilõiget tutvustada, sest linnast väljapoole minek oli keelatud. Läbilõikes (ülalt alla) näeme Lasnamäe, Aseri, Kunda ja Volhovi lademe halle karbonaatkivimeid, siis Hunnebergi ja Billingeni lademe rohelisi nõrgalt tsementeerunud glaukoniitliivakive, mis omakorda lasuvad Varangu lademe savil ja Pakerordi lademe graptoliitargilliidil (diktüoneemakildal). Argilliidi ehk kiltsavi kihte võib näha paljandumas rusukalde alt Jaan Koorti "Metskitse" kohal Patkuli trepi lähistel. Rusukaldega kaetud on ka Alam-Ordoviitsiumi ja Ülem- ning Alam-Kambriumi tumekollakad liivakivid läbilõike kõige alumises osas. „Metskitse" kuju aga meenutab legendi, et pärast danebrogi langemist pidasid võitjad jahti kaunile metskitsele, kes põgenedes kukkus pangalt alla. Metskitse kukkumine („reh-fall") võib osutada linna saksakeelse nime Reval päritolule. Tõenäolisem on arvamus, et nii saksa Reval kui vene Revel tulenevad linna ümbritseva Rävala maakonna nimest.

Vaatamisväärsused Toompeal

Toompea mäele oli vanasti vaid kaks teed: munakivisillutisega Pika jala paest müüride vahel nagu kivitunnelis sõitsid hobused, tõllad ja vankrid, trepiline Lühike jalg oli jalakäijatele. Pikk jalg oli Toompea ning all-linna vaheliseks piiriks ning 15. sajandi keskel ehitati Pika jala all-linna poolsesse serva linnamüür. Kohas, kus „jalad" kohtuvad, avaneb vaimustav vaade Oleviste (esmamainitud 1267. a) tornile. Arvatakse, et pärast 15. sajandi teisel poolel alanud ümberehitusi oli Oleviste oma 159 meetri kõrguse nõelja torniga kuni 17. sajandi alguseni üks kõrgemaid

characteristic of the Art Nouveau. Perhaps the most intriguing is the statue depicting the head of a gentleman with smiling face and a lorgnette – made as a punishment for the jealous husband, who peeked a young woman residing across the street.

Further on along the street stands the **House of the Brotherhood of Blackheads** (No. 6 in Figure 1), nearly the only preserved Renaissance building in Tallinn. The Brotherhood of Blackheads emerged in 1399 and united the young, single merchants before they could be accepted into the Great Guild, as well as foreign merchants who were residing in Tallinn for longer periods but not permanently. Its frontal and carved works have been designed by Arent Passer in late 16th century. It is good example of suitability of selected beds of the Lasnamägi limestone and Orgita dolostone for complex carving. Carved carbonate rocks are rather sensitive to the influence of weather. Thus, the arms of the four Hanseatic towns above the first floor of the bulding are poorly protected and strongly weathered, whereas the statues decorating the triangular frontispieces of windows have preserved much better. The Orgita dolostone (Raikküla Stage, Silurian, ca 435 million years) has formed in a shallow brackish lagoon barren in organisms. The Ordovician Lasnamägi limestone formed over 30 million years earlier in normal marine conditions, and contains the fossils and their fragments as the reflection of marine biota.

Walking via the Hobusepea Street we reach the **Patkuli outcrop** (No. 7 in Figure 1; Figure 4) at the beginning of Lai street. In Soviet years this outcrop was the only place where it was possible to show our foreign guests the Ordovician rocks cropping out in the North Estonian Klint – simply because the were not allowed to leave the town. In the outcrop are seen (from the top): predominantly grey limestones of the Lasnamägi, Aseri, Kunda and Volkhov Stages, Hunneberg and Billingen green poorly cemented glauconite sandstones which overlie the brownish clay and graptolite argillite of the Varangu and Pakerort Stages (earlier the latter was known as Dictyonema shale). Graptolite argillite crops out under the talus slope not far from the Patkuli Stairs near the statue of a roedeer by Jaan Koort. The Lower and Upper Cambrian (Furongian) and Lower Ordovician dark-yellow sandstones in the basal part of the sequence are covered by the talus slope.

Attractions at Toompea

In old times there were two ways to go up the Toompea Hill: horse carriages and chariots drove along the paved Long Leg (*Pikk Jalg*), while pedestrians went through the Short Leg (*Lühike Jalg*) with stairs. Long Leg marked the boundary between Toompea and downtown and in the 15th century townwall was erected along its side bordering with the downtown.

From the place where those two legs meet there is a breathtaking view on St. Olav's (Oleviste) Church (first mentioned in 1267). The church was renovated in the second half of the 15th century. From 1549 to 1625 it was among the world's tallest buildings. But its gigantic, 159-metre spire, which was probably meant to act as a signpost for approaching ships, also turned out to be a very effective lightning rod. Throughout the church's history its steeple has been hit repeatedly by lightning, completely burning down three times (Nos. 9–11 in Figure 1).

Toompea Klint Island (Figure 5). The bedrock topography has greatly influenced the outlook of Tallinn. From the belvederes of Toompea the

ehitusi Euroopas ja kogu maailmas. Pärast mitmeid tulekahjusid on torn nüüd vaid 123,7 m kõrge, kuid teravalt kontrastne võrreldes Tallinna teiste tornikiivritega (huvipunkt 9–11; joonis 1).

Toompea klindisaar (joonis 5). Aluspõhja pinnamood on Tallinna nägu suurel määral kujundanud. Toompea lavakõrgendiku vaateplatsidelt on Põhja-Eesti lavamaa tasane platoo hästi jälgitav: ida pool valdavalt Lasnamäe elamulaama alusena, lääne pool Kakumäe ja kaugemate poolsaarte tasaste pindadena, mis rannikul lõpevad iseloomulike järsakutega. Toompea kõrgendik hõlmab väikese ala (480 x 220 m) ja ulatub 45,8 meetrit üle merepinna. Ta kujutab endast erosioonilist jäänukit 1200 km pikkusest Balti klindist, mis ilmestab suurvormina kogu Põhja-Eesti loodust. Arvatakse, et see maatükk oli ilmselt saarena eraldunud juba enne viimast jääaega. Jäätumisaegne ja ka hilisem kulutus on seda kõvadest kivimitest koorikuga saarlava tublisti vorminud. Tõnismäe kõrgendikult võis pealetungiv liustik kõvematest kivimikihtidest kooriku, st Volhovi, Kunda, Aseri ja Lasnamäe lademe lubjakivid hoopiski ära kanda. Nende paekihtide peenestunud osiseid võime liiva, kruusa või munakatena leida lõunapoolsematest liustikusetetest ja moreenist.

Joonis 5. Vaade Toompeale, 19. sajandi keskpaik.

Figure 5. A view to Toompea, mid 19th century. (W. S. Stavenhagen, Album Estländischer Ansichten. Mitau, 1867).

Toompea nõlvadel on aluspõhja paljandeid vähe. Enamasti, eriti nõlva alumises osas, on tegu pudedate ning varisemisohtlike kihtidega, mida on tulnud tugimüüriga katta. Siin-seal võib tugimüüris siiski näha Lasnamäe lademe lubjakivist kõvemaid looduslikke kaljunukke. Puurimistega Toompeal on kindlaks tehtud, et kohati lasub kuni kümnemeetrise tüsedusega kultuurikihi all ka paari meetri paksuses Uhaku lademe lubjakive.

Ulatuslikum **Toompea paljand** asub Pika Hermanni torni jalamist umbes 50 meetrit põhja pool, kus Kesk-Ordoviitsiumi Kunda, Aseri ja Lasnamäe lademe lubjakivi kihtide enamasti rõhtne asend on liustiku raskuse all rikutud. Kihid on üksteise suhtes 15–60 cm nihkunud, nihke summaarne amplituud ulatub 2,2

surrounding flat limestone plateau is well observable both to the east and to the west. The territory of the klint island is rather small (480 x 220 m) and reaches 45.8 m above sea level. It is an erosional residual island of the 1200 km long Baltic Klint. The position of the ancient buried valleys discussed further in the text supports the hypothesis that this landform was a separate island already before the last glaciation. Later glaciation and abrasion have considerably shaped the klint island. From the Tõnismägi area the advancing glacier may have eroded the limestones of the Volkhov, Kunda, Aseri and Lasnamägi Stages, and the crushed particles of these rocks can be found in southward glacial deposits and tills as sand, gravel or cobbles.

On the slopes of Toompea there are only few **bedrock outcrops**. Especially in the lower part of the sequence occur friable rocks which have been covered by brickwork. However, in places edges of the Lasnamägi limestone are still observable in the walls. By drilling beneath the up to 10 m man-made layer up to 2 m thick lower beds of the Uhaku limestones occur.

A rather extensive outcrop is located ca 50 m north of the foot of Tall Hermann, where the mostly horizontal bedding of the Middle Ordovician limestones of the Kunda, Aseri and Lasnamägi Stages has been disrupted by the weight of the glacier. The beds have shifted for 15–60 cm, maximum total amplitude reaches 2.2 m. Such dislocations are rare in outcrops in northern Estonia.

Dome Church is the most prominent architectural attraction in Toompea. It has been built in limestone quarry, its passage facing the quarry's southern edge. From this quarry was taken the limestone when the building of stone fortifications and the church began. Among the abundant monuments inside the building are several tombstones – the sarcophagus of Pontus de la Gardie (Orgita dolostone, master Arent Passer), sarcophagi of O. R. Taube and F. von Fersen (Orgita dolostone), A. J. von Krusenstern, and Guido Nikolai Georg von Maydell. There are several other tourist attractions as well, but this time we will skip these. Most of the buildings in Toompea are younger than those in downtown – the reason for this is the fire in Toompea which on 6 June 1684 destroyed the Dome Church, Knightage building, Dome School as well as most of the dwellings. New buildings were erected during the 17th–18th centuries.

There are plenty of objects of interest for further tours, and each of them has a story to tell: the Aleksander Nevski Cathedral in Toompea (1894–1900; No. 8 in Figure 1), Garden of the Danish King with town wall, the most powerful canon tower in the Baltic Sea countries and the highest tower of the town wall Kiek in de Kök (1475–1483), defense tower Pikk Hermann (supposedly 1371), Lindamägi Hill with ancient lindens (No. 12 in Figure 1) and sculpture of Linda by A. Weizenberg (1920), St. Nicholas Church (1st half of the 13th century) and Tallinn Town Hall (first mentioned 1322, No. 13 in Figure 1) and its nearest surroundings.

Sightseeing in suburbs and surroundings

Aside the attractions of downtown and Toompea, one should see also the klint escarpments in Maarjamägi, Suhkrumägi and Lasnamägi Hills, springs related to the klint, Pirita River Valley, etc.

The North Estonian Klint is not a straight escarpment, but has been dissected

meetrini. Sedalaadi tektoonilisi murrangulõhesid paljandub Põhja-Eestis harva.

Toompea arhitektuuriliste vaatamisväärsuste seas erilise tähtsusega toomkirik on ehitatud tõenäoliselt vanimasse paemurdu, täpsemalt, kiriku sissekäik asub murru lõunaserval. Siit pärines ehituspaas, kui alustati kivikindlustuste ja kiriku ehitusi 13. sajandi alguskümnenditel. Ehituseks sobivat kivi murti 3,6 meetri sügavuseni. Toomkiriku rikkalikest sisemonumentidest on enamus Orgita dolomiidist ja valminud Arent Passeri töödena 16.–17. sajandi vahetusel (Pontus de la Gardie abikaasaga, C. von Tiesenhausen jt) ning erandina ümber maailma reisinud admirali A. J. von Krusensterni hauasammas hilisemast ajast (1848), mil kirikutesse ja selle ümbrusesse enam ei maetud. Enamik Toompea hoonestusest on uuem kui all-linna oma, põhjuseks Toompeal 6. juunil 1684 puhkenud tulekahju. Põlesid maha nii toomkirik kui rüütelkonna hoone, toomkool ja enamik elamuid. Toompea hoonestus uuenes 17. ja 18. sajandi jooksul.

Vaatamisväärsusi jätkub tutvumiseks ka edaspidi. Neil kõigil on oma lugu: venestamise sümbol Aleksander Nevski katedraal Toompeal (1894–1900; huvipunkt 8; joonis 1), Taani kuninga aed linnamüüriga, Läänemeremaade võimsaim ning Tallinna linnamüüri kõrgeim suurtükitorn Kiek in de Kök (1475–1483) ja kaitsetorn Pikk Hermann (arvat. 1371), iidsete pärnapuudega (18. sajandi algus) Lindamägi (huvipunkt 12; joonis 1), kuhu 1920. a püstitati A. Weizenbergi pronksskulptuur „Linda" – tõenäoliselt linna ilusaim naisfiguur; Niguliste kirik (13. saj I pool) oma kunstiväärtustega ning Raekoda (esmamainimine 1322, huvipunkt 13; joonis 1) ja selle lähiümbrus.

Vaatamisväärsusi äärelinnas ja lähiümbruses

All-linna ja Toompea vaatamisväärsuste kõrval väärivad Tallinnas tähelepanu klindiastangud Maarjamäel, Suhkrumäel (joonis 6) ja Lasnamäel, klindiga seotud allikad, Pirita jõe org (joonis 7) jm.

Põhja-Eesti klint ei ole ühtlaselt sirge sein, vaid pikaajaliste kulutusprotsesside tõttu liigestatud klindilahtede ja orgudega, mis vahelduvad neemedega. Kohati on klint kaheastmeline – alumise astangu moodustavad Kambriumi liivakivid, ülemise aga Ordoviitsiumi lubjakivid. Maarjamäel näiteks paikneb alumisel liivakividest astangul memoriaal. Ülemisest astangust saab hea ülevaate Lasnamäe lavaneemikul Suhkrumäe kaldtee seintest, kus 15 m ulatuses paljanduvad kivimid Ülem-Kambriumist Kesk-Ordoviitsiumini (joonis 6). Tähelepanu väärivad ka klindiga seotud allikad – Varsaallikad Lasnamäe paekalda jalamil Kosel (joonis 8) ja Rõõmuallikas Glehni pargis Mustamäe nõlva jalamil (joonis 9).

Pirita jõe org. On isegi kahju, et Pirita jõel ei ole enamikule Põhja-Eesti jõgedest nii iseloomulikku juga, mis oleks suurepärane vaatamisväärsus ning linlastele kättesaadavam kui Jägala või Keila juga. Hundikuristiku juga samanimelisel ojal Kadrioru pargis on aga kuiv. Vooluvesi on uuristanud laugesse ja lameda põhjaga vagumusse – klindilahte – Pirita oru, kus pole klindijärsakut (joonis 7). Viimase 9200 aasta jooksul aset leidnud maatõusu (vähemalt 35 m) tõttu on vooluvesi uuristanud sügava jõeoru, mille pervedel paljanduvad Alam-Kambriumi Lükati ja Tiskre kihistu liivakivid ja savid. Paljand Lükati silla lähedal kattub külmal talvel paksu jääkihiga, pakkudes huvilistele võimalust ronida jääseinal. Oru veerudel paljandub ka Kvaternaari setteid: viimase jääaja liustikust välja sulanud moreeni ja jääpaisjärvedes settinud viirsavi Kloostrimetsas ning Antsülusjärve, Litoriina- ja

by klint bays and valleys, which alternate with capes. In places the klint consists of two escarpments, e.g. in Maarjamäe, the lower one consisting of sandstone and upper one mostly from limestone. The wall of the road in the Suhkrumägi Hill on the Lasnamägi Klint Cape provides a good review of the upper escarpment – on 15-m wall are exposed the rocks from the Upper Cambrian to Middle Ordovician (Figure 6). Another attraction are the springs related to the klint – Varsaallika springs at the foot of the Lasnamägi limestone escarpment in Kose (Figure 8) and Rõõmuallikas in N. von Glehn's Park at the foot of Mustamäe slope (Figure 9).

Joonis 6. Suhkrumägi.
Figure 6. Suhkrumägi Hill. Photo: G. Baranov.

Pirita River Valley. Actually it's a pity that the Pirita River does not have a waterfall – it would be a great attraction and close than the waterfalls in Jägala and Keila. Besides, the Hundikuristik waterfall has remained dry.

The running water has eroded into flat valley (klint bay) the Pirita Valley where the klint escarpment is not present (Figure 7). In recent 9200 years the total land uplift has been at least 35 m and the flowing water has abraded deep river valley, in the slopes of the latter crop out sandstones and clays of the Lower Cambrian Lükati and Tiskre Formations near Lükati Bridge. In the river banks also various Quaternary deposits of variable age crop out. In the river channel there are rapids in Iru and Kloostrimetsa.

Joonis 7. Kose-Lükati paljand.
Figure 7. Kose-Lükati outcrop. Photo: G. Baranov.

Limneamere setteid. Kui jõe põhjauuristus jõudis kivirikka moreenini, tekkisid jões kärestikud Irus ja Kloostrimetsas.

Joonis 8. Varsaallikas.
Figure 8. Varsaallikas Spring. Photo: G. Baranov.

Jägala juga asub samanimelise jõe alamjooksul Tallinnast 24 km ida pool. Juga asub umbes 3 km jõe suudmest ja on oma 8,0–8,1 m kõrguse astanguga Eesti kõrgeim looduslik juga (joonis 10). Kuigi jõe vooluhulk on suhteliselt väike – aasta keskmine 10–12 m^3/sek, on astangult allatormavad veekeerised paremkalda alla kujundanud süviku – hiiukirnu. Juga on viimase 4500 aasta jooksul taandunud umbes 300 meetrit ja joast allavoolu on moodustunud kitsas kanjonorg. Joa taandumine on kõige intensiivsem kevadise suurvee ajal. Maakaartide võrdlusel on leitud, et aastail 1688–1931 taandus Jägala juga 42 m. Joast pärivoolu jäävatel oru pervedel paljanduvad Alam- ja Kesk-Ordoviitsiumi settekivimid – all tumepruun kiltsavi ja roheline glaukoniitliivakivi ning neil lasuvad lubjakivid kuni Kunda lademeni. Jõe vasakkaldal joast ülesvoolu võib lubjakivipindadel leida peajalgsete (nautiloiidide) kivistisi.

Kostivere karstiväli (joonis 11) on Eesti tuntum karstiala, mis asub Tallinnast 22 km ida pool Rebala muinsuskaitseala lõunaosas. Jõelähtme ja Kostivere ümbruse loopealsel on tuhandete aastate jooksul vee lahustaval ja kulutaval toimel kujunenud umbes 19 km^2 suurune karstiväli, mis on tekkinud Kesk-Ordoviitsiumi (ca 461–462 miljonit aastat tagasi) Lasnamäe ja Uhaku lademe lubjakivilasundisse. Kivimi lõhedes liikuv vesi on kujundanud koopaid, nende sisselangemisel on tekkinud lehtrid, lohud ja kuni 3 meetri sügavused ning mõnekümne sentimeetri laiused avalõhed. Pindmised karstivormid Kostiveres on enamasti loode–kagu sihilised ja seotud aluspõhjakivimite samasihiliste lõhedega. Veevaesel ajal kaob Jõelähtme

Joonis 9. Rõõmuallikas.
Figure 9. Rõõmuallikas Spring. Photo: A. Miidel.

Jägala waterfall is located on the lower course of the river of the same name, 24 km east of Tallinn. Jägala is the highest natural waterfall in Estonia – its escarpment is 8–8.1 m high. Although the river's flow rate is rather small – annual average 10–12 m^3/sec – the water rushing down from the escarpment has formed an abyss near its right bank. In ca 4500 years the waterfall has descended for about 300 m. It has been established (based on old maps) that in 1688–1931 it has moved 42 m towards inland. In the banks of the river downstream of the waterfall crop out sedimentary rocks of the lower part of Lower and Middle Ordovician. The lower portion of the outcrop presents clayey rocks: dark-brown graptolite argillite and greenish glauconite sandstone and other overlying limestones of variable content of clay. On the upper surface of the latter can be found the fossils of nautiloids.

Kostivere is the most famous karst field in Estonia and situated in the southern part of Rebala archaeological reserve, 22 km eastwards of Tallinn. It covers ca 19 km^2, where the limestones of the Lasnamägi and Uhaku Stages (Middle Ordovician, ca 461–462 million years) spread. The water flowing in limestone fissures has formed caves, their collapsing has in turn generated sinkholes, depressions and open fissures up to 3 m deep and some tens of centimetres wide. The surface karst landforms are mostly orientated in northwest–southeast direction and are related to the fissures in bedrock passing in the same direction. In waterless periods the Jõelähtme River disappears into underground karst channels, but in water-abundant periods when the receiving capacity (ca 1m^3/sec.) of the karst cavities is exceeded, the river flows also in its channel above ground surface. The most famous is the mushroom-shaped stone "table" 2.8 m high (Figure 11).

Iru phosphorite and graptolite argillite

The closest to town phosphorite bed crops out in the steep-sloped valley near the crossing of Narva Road and Pärnamäe Road, where it occurs as a lens 0.2–0.7 m in thickness and is known as Obolus conglomerate (geological formation) or Obolus phosphorite (mineral resource). The latter has been derived from the Latin name of a family of lingulate brachiopod, but has been changed now (presently families *Ungula*,

jõgi Kostivere asula juures maa-alustesse õõnsustesse ja tuleb jälle maapinnale Jõelähtme vana silla juures. Kevadise suurvee ajal, kui kurisu (ca 40 x 100 m lohk) neelamisvõime (ca 1 m³/sek) on ületatud, voolab vesi ka maapealses voolusängis. Põhja pool Tallinn–Narva maanteed avanevad suured allikad: salajõgi väljub maa alt ja voolab Jägala jõkke. Tuntuim karstivorm on 2,8 m kõrgune seenekujuline "kivilaud" (joonis 11).

Joonis 10. Jägala juga.
Figure 10. Jägala Waterfall. Photo: G. Baranov.

Iru fosforiit ja kiltsavi

Irus Narva maantee ja Pärnamäe tee ristmiku lähistel järsuveerulises orus paljandub linnale lähim teadaolev fosforiidikiht. Endiste allmaaladude kuivendustunneli suudme ees asuvas tehislikus paljandis saab jälgida läätselise kujuga 0,2–0,7 m tüsedusega karpliivakivi kihti, mis on tuntud kui ooboluskonglomeraat – geoloogilise moodustisena või oobolusfosforiit – maavarana. Viimane väljend on kasutusel nüüdseks muudetud lingulaatse käsijalgse ladinakeelsest nimest perekond Obolus (nüüd perekonnad *Ungula*, *Schmidtites*, *Keiserlingia*, *Oepikites*). Fosfaati (10% P_2O_5) sisaldavad karbipoolmed on rannalähedasse liivakivikihti kokku kuhjatud harva peaaegu tervetena, enamuses purustatud tükkidena (detriidina). Käsijalgsete kivististe kuhjumid on levinud Pakerordi lademe liivakivides, mis on aktiivse veeliikumisega kokku kuhjatud Hilis-Kambriumi (Furongi) või Vara-Ordoviitsiumi rannalähedases merevees rohkem kui 490 miljonit aastat tagasi. Kiht on levinud pruuni, värskelt avatuna poolpehme graptoliitargilliidi kihi all. Et seda karjäärides kätte saada tootmisväärse kihina, tuli lasuvad kihid, sealhulgas argilliit ehk kiltsavi teisaldada. Palju kirjeldatud keskkonnasaaste, eriti põhja- ja pinnasevee reostus, tekib siis, kui selline kivim satub puistangusse.

Umbes 5 m liivakivikihtidel lasuvad tumepruunid kiltsavi kihid, mis on tuntud ka kui graptoliitargilliit (vananenud nimetustega diktüoneemakilt või diktüoneema-argilliit) sellest leitud kivististe – graptoliitide perekonna *Rhabdinopora flabelliformis*'e (end. *Dictyonema*) järgi. Peenekihiline õhukesteks liistakuteks lagunev kildalaadne kivim on sapropeelkütus, sisaldades kuni 20% orgaanilist ainet ja kuulub põlevkivide hulka (küttevääртus kuni 1600 kcal/kg). Lahtisel kaevandamisel ilmneb selle maarde keskkonnaohtlikkus, sest rohke püriidisisalduse (FeS_2) tõttu võib puistangus hapniku vabal juurdepääsul isesüttida ning kuumenemisel vabanenud keemilised elemendid ka põhjavett saastada. Nõnda Maardus juhtuski, kuni sealse kaevanduse sulgemiseni 1991. aastal.

Schmidtites, Keiserlingia, Oepikites). The shells containing 10% P_2O_5 are rarely intact, mostly they occur as fragments (detritus) in the sandstones of the Pakerort Stage deposited over 490 million years ago. The layer underlies graptolite argillite. To extract phosphorite from quarries, the overburden, including the argillite, had to be removed. Storing of such rock in dumps causes extensive contamination, especially of groundwater.

Joonis 11. „Kiviseen" Kostivere karstialal.
Figure 11. „Rock mushroom" in Kostivere karst field. Photo: H. Bauert.

The ca 5 m sandstone bed is overlain by graptolite argillite (formerly known as Dictyonema shale or Dictyonema argillite) has got its name after the fossils found in the rock – graptolite family *Rhabdinopora flabelliformis* (former *Dictyonema*). This finely bedded shale-like rock is a sapropel fuel, containing up to 20% of organic matter and belongs to oil shale (heating value 1600 kcal/kg). These argillites pose a serious threat to the environment because due to high content of FeS_2 they tend to self-ignite when disposed in waste dumps and the chemical elements emitted at heating may contaminate also the groundwater.

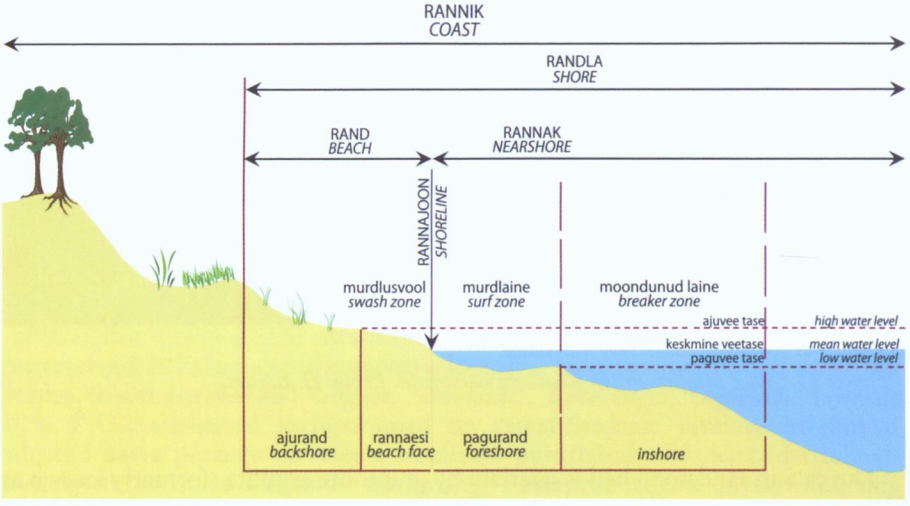
Tallinna rannikuala geoloogia

Kaarel Orviku

Mererand, randla, rannavöönd, rannik – need on rannauurijate poolt rahvusvaheliselt piiritletud ja tunnustatud mõisted. Ühemõtteliselt selge on ka randa kujundav põhijõud – see on merelainetus. Lainetuse mõju ulatusest ja tegevusest sõltuvalt jagavadki rannauurijad randla erinevateks piirkondadeks (alljaotusteks).

Põhimõisted

Rannik (ingl *coast*, *coastal zone*) on randla koos selle naabruses oleva maismaa ja merega (joonis 1). See on üsna vaba kasutusega mõiste. Eestis loetakse ranniku koostisesse maismaariba ning seda osa merepõhjast, kus veel on jälgitavad vanad rannamoodustised. Rahvusvaheliste soovituste kohaselt loetakse rannikuks ca 3 km maismaa ja 300 m laiust rannikumere vöödet.



Joonis 1. Ranniku alljaotused liivarandla näitel.
Figure 1. Subdivision of the coast on the example of sandy shore.

Randla (ka rannavöönd; ingl *shore*, *shore zone*) on mere või suurjärve madalaveeline osa koos teda palistava maismaaribaga, mida mõjutab aktiivne lainetuse tegevus. Randla jaguneb kaheks omavahel arenguliselt seotud ja teineteisest sõltuvaks osaks: maismaaliseks – rannaks ja veealuseks – rannakuks. Neid eraldab rannajoon.

Rand (ingl *beach*) on randla maismaaline osa keskmise rannajoone ja aju- ehk ründeveega kaasneva tugevaima tormilaine mõjupiiri vahel. Selle kõige maapoolsemat osa, mida tugev lainetus mõjutab vaid episoodiliselt kõrge ajuvee korral, nimetatakse ajurannaks (ingl *backshore*).

Rannak (ka veealune rannanõlv; ingl *nearshore*) on randla veealune osa, mis ulatub keskmisest veepiirist sügavuseni, kus lainete mõju merepõhjale lakkab.

Geology of the coastal area of Tallinn

Kaarel Orviku

Beach, shore, coast and coastal zone are the terms internationally agreed and acknowledged by coastal researchers. It is unambiguously clear that wave action is the major beach-shaping force. Based on the extent and influence of wave action, different shore types are distinguished.

Basic terms

Coast (also *coastal zone*) usually includes the coastal sea and the portion of the land adjacent to the sea (Figure 1). This is a rather arbitrarily used term. In Estonia the coastal zone includes a strip of land and the portion of the sea floor where old coastal formations are still traceable. Based on international recommendations, the coastal zone embraces a 3 km wide strip of land and a 300 m wide belt of the coastal sea.

Shore (also *shore zone*) is the shallow part of a sea or a big lake with the bordering strip of land, which is subject to intensive wave action. It is divided into two parts – *beach* is the portion of land and *nearshore* is the part of the sea. They are closely related in terms of development, depend on each other and are separated by the shoreline.

Beach is the part of the shore between the mean shoreline and high water level resulting from heavy storms. Its landward-most part, which is affected by waves only during severe storms, is termed *backshore*.

Nearshore is the subwater part of the shore, which extends from the mean water limit to the depth where the effect of wave action on the sea floor ceases. According to different researchers, the wave action influences the sea floor to a depth equal to 1/2...1/3 wavelength. The part of the nearshore closest to the shoreline is termed *foreshore*, which is exposed to the air temporarily at low tide.

Shoreline is a boundary line between land and a body of water. Its location depends on the water level. The high water, low water and long-term average shorelines are distinguished in Estonia. Thus, the shoreline is not a permanent fixed line between land and a body of water, but its location in nature is a matter of agreement.

According to official data, the length of the shoreline in Tallinn is 46 km. The results of coastline measurements are rather subjective, and it is not clear to which extent these 46 kilometres include different artificial shores and coastal protection structures, such as the new Pirita Road, harbours and quays, etc. Determination of the location of coastline in the areas of dense reed thickets is also entirely subjective.

Based on the slope of the initial relief, geological character of the substrate and dominant coastal processes, the following shore types of the coastal zone are distinguished in Estonia (Orviku, 1974, 1992, 1993):

Cliffed shore (also *cliff*) – an abrasional bluff in resistant Palaeozoic rocks (limestone, dolomite, sandstone);

Scarp shore (also *scarp*) – an abrasional bluff in brittle unconsolidated Quaternary deposits (sand, gravel, till etc.);

Erinevate uurijate hinnangul mõjutab lainetus merepõhja 1/2–1/3 lainepikkusega võrdse sügavuseni. Rannaku kõige maismaapoolsemat rannajoone lähedast osa, mis paguveetasemega ajutiselt kuivaks jääb, nimetataksegi pagurannaks (ingl *foreshore*).

Rannajoon (ingl *shoreline*) on maismaa ja veekogu piir, mille asend sõltub veetasemest. Eestis saab eristada aju- ehk ründevee (kõrgeim asend), paguvee (madalaim asend) ja paljuaastast keskmist rannajoont. Seega pole rannajoon (ka veepiir) püsiv joon maismaa ja veekogu vahel, vaid on kokkuleppeline piir looduses.

Tallinna linna piiresse jääva rannajoone pikkus ametlike andmete kohaselt on 46 km. Kuna rannajoone pikkuse mõõtmise tulemused on suhteliselt subjektiivsed, siis on ebaselge, kui suures ulatuses on selle 46 km hulka arvatud erinevaid kunstrandu ja kaitserajatisi nagu Pirita uus tee, sadamakaide ja muulide pikkused jne. Samas on ka tiheda roostikuga lahesoppides rannajoone asukoha määramine täiesti subjektiivne.

Sõltuvalt esmase pinnamoe kallakusest ja lainetuse poolt mõjutatava pinnase iseloomust ning arvestades valitseva protsessi olemust, on Eesti rannikul otstarbekas eristada järgmisi randlatüüpe (Orviku, 1974, 1992, 1993):

Pankrandla (ingl *cliffed shore, cliff*) – murrutusjärsak on kujunenud vastupidavais Vanaaegkonna kivimeis (lubja-, dolo- ja liivakivis);

Astangrandla (ka astang; ingl *scarp shore, scarp*) – murrutusjärsak on kujunenud kobedais Kvaternaari setteis (liivas, kruusas, moreenis jt);

Paerandla (varem kaljurandla; ingl *rocky shore*) – vastupidavais karbonaatkivimeis kujunenud laugenõlvaline murrutusrandla;

Moreenirandla (ingl *till shore*) – moreenis kujunenud laugenõlvaline murrutusrandla;

Kruusa–veeristikurandla (ka kliburandla; ingl *gravel shore*) – kruusast ja veeristest rannavallidega kuhjerandla;

Liivarandla (ingl *sandy shore*) – liivast rannavallidega, sageli eelluidete või luidetega piirnev kuhjerandla;

Möllirandla (ingl *silty shore*) – peeneteraliste (aleuriitsete) setetega, tavaliselt väga lauge rannakuga ja kinnikasvamisele kalduv kuhjerandla;

Tehnorandla (ingl *artificial shore*) – hüdrotehniliste rajatistega (muulide, kaitseseinte, buunide jms) muudetud loodusliku dünaamikaga randla.

Loetletud randlatüüpidest esimesed neli on murrutusrandlad, järgnevad kolm aga kuhjerandlad; tehnorandla puhul võib tegu olla kas kuhje- või kulutusrannaga.

Randa kujundavad põhijõud

Lainetus, tugevad tormid

Randlat eraldatakse muust maismaa ja merealast seda kujundava lainetuse ning lainetuse purunemisel tekkiva murdlusvoolu mõju ulatuse järgi (Zenkovitch, 1967; King, 1984; Bird, 1985). Lainetuse iseloom ja intensiivsus sõltuvad omakorda tuulte režiimist, meretaseme muutusest, rannalähedase merepõhja iseloomust, rannajoone konfiguratsioonist ja mitmest muust tegurist.

Merevee tase, aju–paguvesi

Läänemeres on loodete mõju meretaseme kõikumisele praktiliselt märkamatu. Olulist osa merevee taseme kõikumises etendavad aga tugevate tsüklonitega

Rocky shore – an abrasional sloping shore in resistant carbonate rocks ;

Till shore – an abrasional sloping shore in till;

Gravel shore – a depositional shore with beach ridges formed of gravel and pebbles;

Sandy shore – a depositional shore with sand ridges often backed by foredunes or dunes;

Silty shore – a depositional shore with fine-grained (silty) sediments; usually it has a very flat nearshore and a tendency to become overgrown;

Artificial shore – a shore with its natural dynamics altered by hydrotechnical constructions (breakwaters, protecting walls, berms).

Of the above-listed types, the first four are abrasional and the remaining three depositional shores. Artificial shores may be either abrasional or depositional.

The main beach-shaping forces

Waves and heavy storms

The shore is defined, i.e. distinguished from the rest of land and from the sea, on the basis of the main shore-shaping force – wave action –, and the extent of the influence of surf resulting from wave breaking (Zenkovitch, 1967; King, 1984; Bird, 1985). The character and intensity of waves depend, in their turn, on the wind regime, sea-level changes, nearshore sea floor, shoreline configuration and several other factors.

Sea level, high and low water

Tides are practically unnoticeable in the Baltic Sea. An important role in the sea level fluctuations is played by persistent unidirectional stormy winds accompanying heavy cyclons. Due to long-term southerlies, the water level may temporarily rise at the coast of the northern part of the Baltic Sea some metres above the average sea level, which causes great damage and intensive sediment stream on the beaches. During the high water level, the energy of storm waves is released considerably farther landward from the average shoreline. During the storm of January 2005, a temporary 149-cm rise in sea level was recorded in Tallinn. Vast stretches of beach at Pirita, Kakumäe, Paljassaare, Merivälja and several other places suffered remarkable damage. In deep coves the water could have risen even more (e.g. +275 cm in Pärnu Bay). In the event of persistent northerlies and easterlies the water level in the northern part of the Baltic Sea may drop more than half a metre. As a result, the sea floor or the foreshore – the upper part of the nearshore – becomes exposed to the air (Figure 2).

Wind

Wind generates waves but it also transports beach sand onto the land and piles it into foredunes and dunes. The occurrence of foredunes and their active development refers to the abundance of sand in the area and shows that the beach is relatively stable. The situation is reversed on the sandy shores of Tallinn where the foredunes on the forest boundary are subject to frequent storm damage. Recurrent destruction of old dunes shows that these beaches suffer a deficiency of sand.

Wind-generated persistent currents in combination with waves set sediments in motion (mainly in the form of suspension), transport pollutants, drift wood, algae

kaasnevad ja pikemat aega samast suunast puhuvad tugevad tormituuled. Nii võib valitsevate lõunakaare tuulte mõjul Läänemere põhjarannikul merevee tase tõusta ajuti mõne meetri võrra keskmisest tasemest kõrgemale, mis põhjustab tugevaid purustusi ja intensiivset setete edasikannet randadel. Ajuvee-taset piiritletakse tormilaine energia vabanemisega keskmisest rannajoonest oluliselt kaugemal maa pool. 2005. aasta jaanuaritormi ajal fikseeriti Tallinnas ajutine merevee taseme tõus 149 cm võrra, millega kaasnesid rannapurustused ulatuslikel aladel (Pirita supelrand, Kakumäe pank, Paljassaare ja Merivälja astang jne). Sügavates lahesoppides võis tase olla veelgi kõrgem (Pärnu lahes 275 cm). Püsivate põhja- ja idakaare tuultega võib meretase Läänemere põhjaosas aga alaneda enam kui poole meetri võrra, mille tõttu rannalähedane merepõhi ehk rannaku ülemine osa – pagurand – jääb kuivaks (joonis 2).

Tuul

Tuul põhjustab rannikul lisaks lainetele ka rannaliiva edasikannet maismaale ning selle kuhjamist eelluideteks ja rannikuluideteks. Eelluidete olemasolu ja nende aktiivne juurdekasv viitab tavaliselt ranna suhtelisele stabiilsusele ja liiva rohkusele piirkonnas. Tallinna liivarandadel võib näha aga vastupidist olukorda – rannametsa piiril paiknevad eelluited alluvad sagedastele tormipurustustele. Vanade luiteliivade korduvad purustused osutavad liiva vähesusele ehk rannaliivade defitsiidile neis randades.

Tuule tekitatud püsihoovused koos lainetusega liigutavad rannikul peamiselt hõljumina edasikantavaid setteid, pinnareostust, ajupuitu, vetikaid, taimejäänuseid jm. Kuid püsihoovuste iseseisev osa rannasetete dünaamikas on vägagi tagasihoidlik randa moodustavate setete suhteliselt jämeda lõimise ja suure erikaalu tõttu.

Merejää

Tähelepanuväärne on mere ajujää ründetegevus rannikul. See võib rannasetteid kobestada, rahne rannale lükata, rannaäärseid puid ja põõsaid purustada. Erandiks pole siin ka Tallinna laht, kus korduvalt on tekkinud jääkuhjatisi (joonis 3). Esimesed Tallinna lahe jääkuhjatiste – „jäämägede" kirjeldused ja joonised pärinevad A. Keyserlingi kirjutisest 1863. aastal (joonis 4). Külmadel talvedel kujunenud rannajää võib aga ka randa kaitsta tugevate tormide eest (joonis 5).

Randade ehituse ja arengu eeldused

Varasem reljeef ning kivimite ja setete iseloom

Randade kujunemist mõjutavad eeskätt tormilainetuse piirkonda jäävad varasemad setted, kivimid ja olemasolevad pinnavormid. Vastavalt ala geoloogilis-geomorfoloogilistele tingimustele ja nende mitmesugustele kombinatsioonidele kujunevadki looduses erinevad randlatüübid (Orviku, 1992, 1993).

Klassikaliseks näiteks meie rannikul on pankade kujunemine aluspõhja karbonaatsete kivimite ja liivakivide avamusalal, kus esmane maapinna reljeef oli mingitel põhjustel järsk ja lainetuse jõud piisavalt tugev. Tallinna ja selle lähiümbruse nüüdisrannikult tunneme selliselt kujunenud Kakumäe ja Rannamõisa panka.

Mandriliustiku taandumisel kujunenud kivirikka moreeni levikualal moodustusid rahnuderohked moreenirannad (Aegna läänerand, Paljassaare ja Viimsi poolsaare mitmed rannalõigud jt).

Ka moreenirandade murrutus on tänu seda kaitsvale rahnudest ja munakatest kivisillutisele (murrutussillutisele) äärmiselt tagasihoidlik.

and plant remains. Persistent currents play a very modest role in the dynamics of coastal sediments because these sediments are rather coarse-grained and have a high specific weight.

Joonis 2. Madala meretasemega jälgitavad veealused pinnavormid Kakumäe lahe rannikul.
Figure 2. Underwater sand ridges at the coast of the Kakumäe Bay during low water level. Photo: K. Orviku.

Sea ice

Beaches often suffer attacks from drift ice, which may loosen coastal sediments, push boulders onto the beach, destroy trees and bushes. Tallinn Bay where drift ice hummocks have recurrently formed is not an exception (Figure 3). The first drawings and descriptions of such "icebergs" in Tallinn Bay were printed by A. Keyserling in 1863 (Figure 4). In cold winters ice may protects beaches during heavy storms (Figure 5).

Prerequisites for the development and the structure of beaches

Earlier topography and the character of rocks and sediments

The development of beaches is controlled, first of all, by earlier rocks, sediments and landforms in the area of the influence of storm waves. Different shore types develop in accordance with the geological and morphological conditions and their combinations (Orviku, 1922, 1993).

In our coastal zone, a classic example is the formation of cliffs in outcrop areas of

Joonis 3. Jääkuhjatised Tallinna lahes Pirita tee kaldakindlustuse piirkonnas.

Figure 3. Ice hummocks in the area of coastal protection structures at Pirita Road. Photo: K. Orviku.

Joonis 4. Jääkuhjatised Tallinna lahes 1863. aastal (L. Petzoldi joonistus A. Keyserlingi kirjutises). Joonisel on hästi näha ca 3 m kõrguse jääkuhjatise peal merepõhjast väljalükatud kaks suurt rändrahnu.

Figure 4. Ice hummocks in Tallinn Bay in 1863 (L. Petzold's drawing in A. Keyserling's paper). Two big boulders on top of a 3m-high ice hummock originate from the sea floor.

carbonate rocks and sandstones where the initial topography was, for some reason, steep and waves sufficiently strong. In this way, in Tallinn and its immediate surroundings cliffs developed at Kakumäe and Rannamõisa. Till shores with abundant boulders (the western coast of Aegna Island, several beach stretches on the Paljassaar and Viimsi peninsulas, etc.) developed in the distribution area of boulder-rich till left behind by the retreating continental ice.

Joonis 5. Rannajää võib randa kaitsta edasiste purustuste eest.
Figure 5. Ice may protect the beach against further damage. Photo: K. Orviku.

The formation of sandy shores is more difficult to explain (Bird, 1985; Raukas et al., 1994; Orviku et al., 1995). The vast majority of sandy shores in Estonia formed and developed as a result of alteration and resedimentation of the deposits of old sandy areas (buried valleys, landforms generated by glacier meltwater, etc.). In Tallinn and its surroundings sandy shores (Pirita, Stroomi, Kakumäe) developed just in old sand outcrop areas. Small stretches of sandy shores may also occur in the neighbourhood of artificial constructions, e.g. north of the old fishing port at Kakumäe, where the quay hinders natural sand movement (sediment drift) from north to south. The origin of the sand on these shores is sometimes erroneously associated with the erosion of neighbouring till shores. However, in Estonia this is practically impossible because here the sand content in till is too low to enable the formation of depositional sandy shores.

Crustal movements

Crustal movements play an important role in the long-term development of shores (Vallner et al., 1988), and determine the trend of changes in our coastal zone. Most of Estonian coasts experience a slow land uplift. Due to this, coastal

Keerulisem on selgitada liivarandade päritolu (Bird, 1985; Raukas jt, 1994; Orviku jt, 1995). Valdav osa Eesti liivarandadest on kujunenud ja arenenud vanade liivaalade (mattunud orud, mandriliustiku sulavete pinnavormid jt) ümberkujundamise ja ümbersetitamise tulemusena. Tallinna ja selle lähiümbruse liivarannad (Pirita, Stroomi, Kakumäe) ongi kujunenud just vanade liivaalade avamusele. Üksikuid väheulatuslikke liivarandu võib esineda ka mõne tehiskonstruktsiooni naabruses, nagu näiteks Kakumäe vanast kalasadamast põhja pool, kus kalasadama muul takistab liivade looduslikku rännet – settevoolu – põhjast lõunasse.

Mõnikord seotakse liiva päritolu ekslikult naabruses asuvate moreenirandade murrutusega. See pole Eesti rannikul aga võimalik, sest meil levinud moreeni koostises on sedavõrd vähe liiva, et sellest ei piisa kuhjeliste liivarandade kujunemiseks.

Maakoore liikumised

Üks oluline tegur randade pikaajalises arengus on maakoore liikumine (Vallner jt, 1988), mis määrab kogu meie ranniku muutumise suuna. Enamikele Eesti rannikutele on iseloomulik maakoore aeglane tõus, mille tõttu ka Läänemere eri staadiumide rannamoodustised paiknevad nüüdisrannast kõrgemal ja kaugemal (Kessel & Raukas, 1967). Eesti rannik on seega valdavalt regressiivne, st et rannajoon taandub aeglaselt mere suunas. Nüüdisrannas toimuvatele protsessidele selline aeglane ja ühtlane (ca 2–3 mm aastas) maatõus otsest mõju ei avalda.

Rannalõikude orientatsioon tuultele ja tormilainetele

Mererandade arengut põhjustavate jõudude intensiivsuse seisukohalt on oluline rannalõigu orienteeritus ehk avatus valitsevatele tormituultele. Maatuultele (Tallinnas lõunakaarest) avatud randades lainetuse tegevus praktiliselt puudub. Seevastu läänekaarest, eriti aga loodest ja põhjast puhuvad tuuled on lainete kujunemise seisukohalt kõige olulisemad ja randade arengus määrava tähtsusega. Sügistalvisel läänetuulte perioodil on meretase kõrgem ja rannaprotsessid intensiivsemad kui idatuulte korral. Sügistalvel leiavadki aset kõige intensiivsemad rannapurustused.

Loode–kagusuunaliste poolsaarte (Kakumäe, Kopli) idarannikul ja Tallinna kesklinna piires olevatel randadel on läänekaare tormide korral lainetuse jõud siiski tagasihoidlik. Seepärast ongi parimad sadamakohad just nendel randadel.

Rannaprotsessid

Mererandade ehituse ja arengu seisukohalt on oluline neil valitsevate protsesside – setete kulutuse, transpordi ja kuhje omavaheliste suhete ehk lito-morfodünaamiliste süsteemide selgitamine. Nende protsesside mõistmine on tähtis ka rannaalade majandamisel (Orviku, 2005, 2006a, 2006b).

Randade arengu seisukohast peaks teadma ja oskama prognoosida setete liikumise iseärasusi, settevoolude ulatust, settematerjali päritolu jm. Näiteks Pirita liivase supelranna tänapäevase looduskeskkonna hindamisel ja ranna kaitseabinõude väljatöötamisel tuleb arvestada kogu selle ranna ja valdavalt kulutusele alluvate lähirandade ehitust ja arengut. Settevoolu mõiste mittetundmisest ja tuulehoovuste mõju ülehindamisest settevoolu tekkel selgitatakse rannasetete liikumist pahatihti

formations of different Baltic Sea stages occur considerably higher and farther from the contemporary shoreline (Kessel & Raukas, 1967). The Estonian coasts are mostly regressive, i.e. the shoreline is slowly retreating towards the sea. Such uniform and slow land uplift, 2–3 mm per year, does not directly affect the processes taking place on contemporary beaches.

Exposure of beach stretches to the winds and storm waves

The intensity of agents responsible for the development of beaches is greatly determined by the exposure of a beach stretch to the prevailing storm winds. At the beaches, which are open to the winds blowing from land (southerly winds in Tallinn), the wave action is practically absent. The northwesterly and northerly winds play a leading role in the formation of waves and are of decisive significance for shore development. With the extremely strong winds blowing from the west in autumn and winter, the sea level is higher and beach processes more intensive than in the case of easterly winds. At that time, the damage caused to the beaches is at its greatest. However, on the eastern coasts of the northwest–southeast trending peninsulas like Kakumäe and Kopli, and in the boundaries of the central part of Tallinn the influence of wave action is rather modest during the period of westerly winds. That's why these areas offer the best harbour sites.

Shore processes

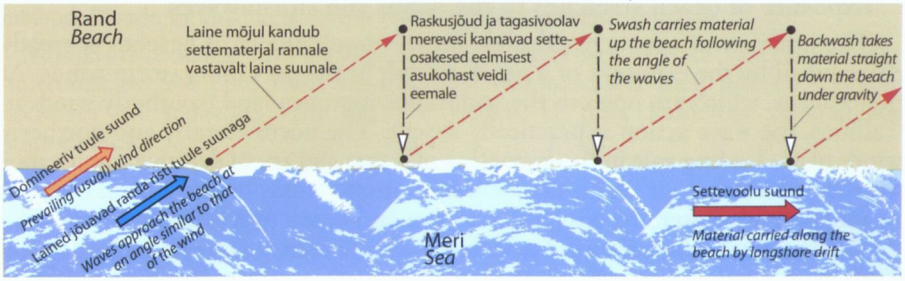
From the standpoint of the structure and development of shores, elucidation of the interrelationships between the prevailing shore processes including erosion, transport and deposition of sediments, i.e. litho-morphodynamic systems, is needed. Understanding of these processes is also important for coastal areas management (Orviku, 2005, 2006a, 2006b).

As to the shore development, one should know and be capable of predicting the peculiarities of sediment movement systems, the extent of sediment streams, the origin of material etc. For instance, in assessing the state of the natural environment on the sandy bathing beach at Pirita and elaborating measures for its protection, the peculiarities of this sandy beach as a whole but also of the beaches subject to erosion in its immediate neighbourhood, must be taken into account. Not knowing the term *sediment stream* and overestimating the role of wind currents in its formation, the movement of beach sediments is often misinterpreted as the *flowing*. Actually, the greatest amount of shore sediments is moved by storm waves approaching the shore at an acute angle and taking away grains of sand or rolling pebbles up the gentle slope. Due to the force of gravity and back-flowing water these particles reach back the edge of water but at some distance from the place they were picked up (Figure 6). Such long-term average direction of beach sediment movement is termed sediment stream. The mechanism of sediment movement on the beach has nothing in common with flowing.

Ascribing the sediment movement to currents alone, i.e. misinterpreting the mechanism and strength of the force setting sediments in motion, far-reaching conclusions are frequently drawn, and a lot of money is wasted on unnecessary and expensive modelling and studies.

Sometimes, during heavy storms, the beach manifests itself right in front of our eyes as a developing and highly changeable environment. In order to predict the

voolamisena. Kõige suuremas mahus liigutavad rannasetteid tormilained, mis teravnurga all randuvad rannajoonele, viies kaasa liivaterakesi või veeretades veeriseid mööda lauget nõlva üles, kust need raskusjõu ja tagasivoolava vee mõjul esialgsest asukohast veidi eemal veepiirile tagasi jõuavad (joonis 6). Taolist paljuaastast keskmist rannasetete liikumise suunda nimetavad rannauurijad settevooluks. Setete liikumise mehhanismil rannas pole aga otsese voolamisega midagi ühist!



Joonis 6. Rannasetete liikumine piki randa (Orviku, 2003).
Figure 6. Longshore sediment transport (Orviku, 2003).

Setete liikumismehhanismi ja liigutamisjõu väärtõlgendusest tulenevalt, s.o sidudes liikumist valdavalt vaid hoovustega, tehakse sageli aga kaugeleulatuvaid järeldusi, mittevajalikke ning kalleid uuringuid ja modelleerimisi.

Rannavöönd on teinekord tormiga lausa inimeste silme all arenev suure muutlikkusega looduslik keskkond. Muutuste prognoosimiseks, rannikulooduse ja inimtegevuse vaheliste suhete analüüsimiseks ning siin valitsevate protsesside õigeks hindamiseks (eriti kvantitatiivseks) tuleks andmeid saada just tugeva tormilainetuse ajal. Loodus ise seab meie ette lausa üllatavaid lähteandmete kombinatsioone, mida on arvutitele õigetes proportsioonides praktiliselt võimatu ette sööta. Võib olla päris kindel, et kui modelleerimise tulemused ei lähe kokku looduses toimuvaga, siis selles ei maksa süüdistada loodust – loodus ei eksi kunagi!

Tallinna ranniku üldiseloomustus

Valdav osa Eesti ja sealhulgas ka Tallinna mererannikust kuulub kerkivate rannikute hulka. Aastatuhandete jooksul on rannajoon pidevalt mere poole nihkunud, saared on liitunud mandriga, moodustades poolsaari, merest aga kerkivad üha uued karid ja rahud, mis pikkamööda kujunevad uuteks rannikusaarteks ja poolsaarteks. Heaks näiteks on Paljassaare poolsaar, mille kohal asusid varem kaks saart: läänepoolne Suur- ja idapoolne Väike-Paljassaar.

Põhja–Eesti klindivööndisse jääva Tallinna ja selle lähiümbruse rannikut võib iseloomustada kui lahelist õgvenduvat rannikut. Selle läänepoolsem osa (Kopli lahest lääne poole) on klindineemikute ja lahtede levikuala (joonis 7), kus neemikute tippudes paiknevad pangad alluvad mere murrutusele. Kakumäe klindineemikut (joonis 8) Tallinna läänepiiril iseloomustabki ulatuslike pangajärsakute esinemine. Varjulistes lahesoppides levivad aga kuhjelised liivarannad – näiteks Kopli klindilahe päras leviv lauge kuhjerand ning lahe kagurannikul olev Stroomi supelrand.

Laheline rannik Kopli poolsaarest ida poole jääb klindiesise madaliku piiresse. Tänu laugele ja tasasele pinnamoele on siin ülekaalus väheaktiivsed kivised rannad.

changes, analyse the relations between nature and man and assess correctly the processes taking place on beaches, data should be obtained *in situ* in the conditions of powerful storm waves. Sometimes nature offers us incredible combinations of initial data, which are practically impossible to enter into the computer in right proportions. If the results of modelling do not agree with what is actually going on in nature, you need not blame nature – nature never errs!

General characteristics of the Tallinn coast

The greatest part of the Estonian coast, including the stretches in Tallinn, is rising. During thousands of years the shoreline has shifted towards the sea, islands have merged with mainland forming peninsulas, reefs and banks have emerged from the water and eventually turned into new islands and peninsulas. As an example serves the Paljassaare Peninsula, instead of which there were once two islands – Suur(Big)-Paljassaare in the west and Väike(Small)-Paljassaare in the east.

The coast in Tallinn and its immediate vicinity is in the zone of the North Estonian Klint. It is a straightening coast. In its western part, west of Kopli Bay, klint headlands and bays are distributed. The scarps at the tip of capes are subject to regular wave erosion (Figure 7). Kakumäe Klint Bay on the western boundary of Tallinn (Figure 8) abounds in big scarps. In the sheltered bays depositional sandy shores occur, e.g. the gentle depositional beach at the head of Kopli Bay in the outcrop area of the buried Lilleküla Valley and the Stroomi bathing beach on the southeastern coast of the bay.

East of the Kopli Peninsula the coast is on a foreklint lowland. Due to a relatively gentle and flat topography, inactive rocky beaches are prevailing. For instance, the 2.2 km long stretch of the sandy shore at Pirita is situated above a more than 150 metre deep buried valley (Figure 9).

In the places where the slope of the initial topography is greater (the tip of the Paljassaar Peninsula, the coast at Merivälja south of Merivälja Harbour), the till scarp is subject to active erosion. As a result of long-term erosion and retreat of the foot of the scarp, an abrasional platform from boulders and cobbles has formed on the sea floor or nearshore (Figure 11). It acts as a natural breakwater and considerably decreases the influence of stormy waves on the foot of the scarp. The eastern portion of the Tallinn coastal zone is characterised by gentle till shores with abundant pebbles and boulders both on the beach and nearshore.

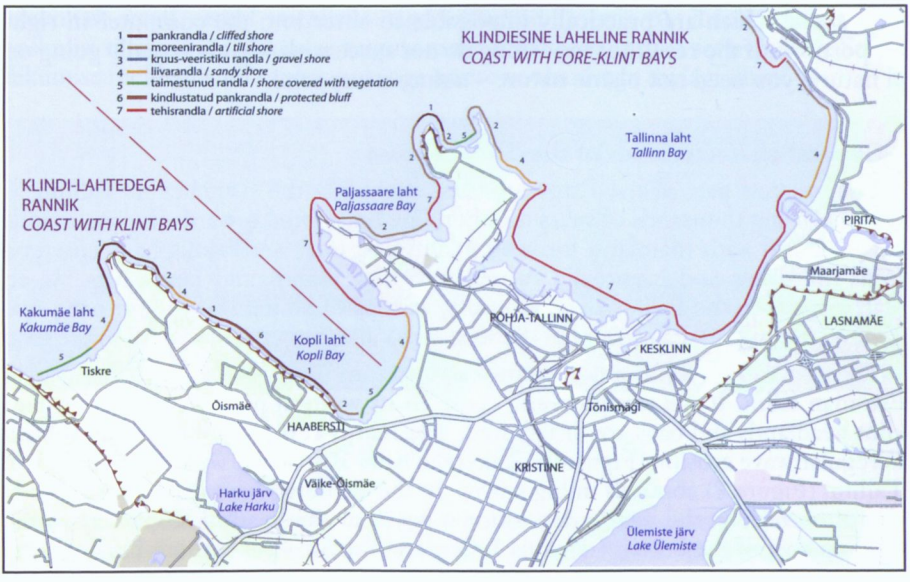
In the central part of Tallinn, there is an extensive artificial shore. This is the area of ports and their quays, coastal protection structures and breakwaters. There is also the Pirita Road (Martin & Orviku, 1988) with its coastal protection constructions, which was shifted a great deal towards the sea before the yachting regatta of the 1980 Summer Olympics (Figures 10, 10A). Several ports were constructed on the eastern coast of Kopli Peninsula because this area is well protected against the prevailing storm winds and waves.

Some more important beaches in Tallinn

Pirita bathing beach

The bathing beach of Pirita is a favourite recreation area of Tallinners. It has recurrently suffered heavy storm damage, e.g. in 1967 and 1975/76. Therefore,

Siia piirkonda jääv 2,2 km pikkune Pirita liivarand (joonis 9) Tallinna lahe päraosas paikneb aga enam kui 150 meetri sügavuse mattunud oru avamusalal.



Joonis 7. Ranniku- ja randlatüüpide levik Kakumäelt Viimsini. Õgvenev klindilahtedega rannik – Rannamõisa lahest Kopli laheni. Õgvenev klindiesine laheline rannik – Kopli lahest Meriväljani.

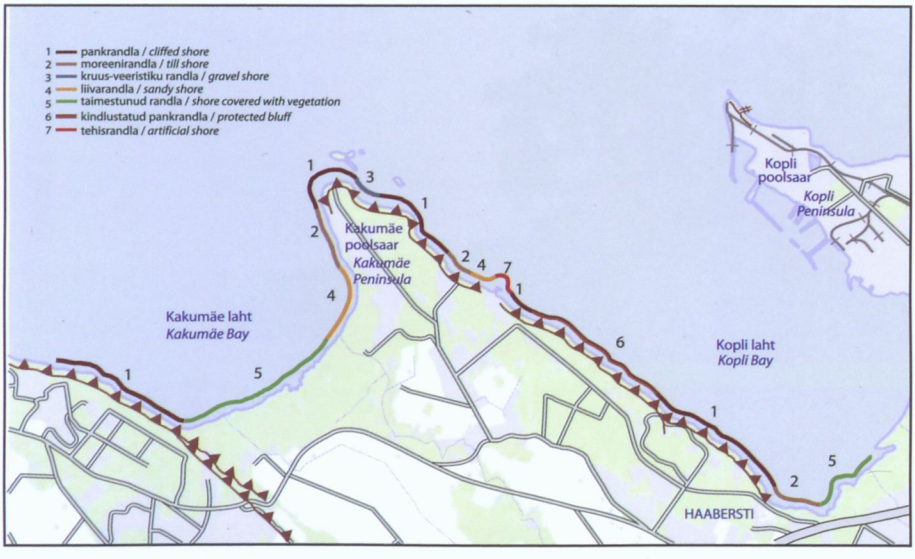
1 – pankrandla; 2 – moreenirandla, nii lauge kui ka astanguline; 3 – kruus-veeristiku randla; 4 – liivarandla; 5 – taimestunud randla (nii liiva- kui ka möllirandla); 6 – kindlustatud pankrandla; 7 – tehisrandla (sadamarajatised, kaldakindlustused jne). Alus: Eesti Baaskaart, Maa-amet.

Figure 7. Distribution of coast and shore types from Kakumäe to Viimsi. Straightening foreklint coast with klint bays from Rannamõisa Bay to Kopli Bay. Straightening embayed foreklint coast from Kopli Bay to Meriväljа.

1 – cliffed shore; 2 – till shore; 3 – gravel shore; 4 – sandy shore; 5 – sandy and silty shore covered with vegetation; 6 – protected bluff; 7 – artificial shore (harbour constructions, coastal protection structures, etc.). Based on the Estonian Base Map, Estonian Land Board.

Kohtades, kus esmane reljeef on suurema kallakusega (Paljassaare tipp, Merivälja rannik Miiduranna sadamast lõuna pool jm), paikneb tänapäeval aktiivselt murrutusele alluv moreeniastang. Moreeniastangu pikaajalise murrutuse ja järsaku jalami taganemise tõttu on neis paigus rannalähedasele merepõhjale ehk rannakule kujunenud rahnudest ja munakatest murrutussillutis (joonis 11). Selline sillutis etendab ka loodusliku lainemurdja osa ning vähendab märgatavalt tormilainete mõju astangu jalamile. Tallinna idapoolsele rannikulõigule ongi iseloomulikud lauged moreenirannad, kus nii rannal kui ka rannakul esineb hulgaliselt rahne ja veeriseid.

Tallinna kesklinna ulatuslikul rannaalal laiuvad tehnorandlad – kaide, kaldakindlustuste ja lainemurdjatega kaitstud sadamate akvatooriumid. Siia kuulub ka 1980. aasta olümpiamängude purjeregatiks märgatavalt mere poole nihutatud Pirita tee (Martin & Orviku, 1988) ja selle kaldakindlustus (joonis 10, 10A). Mitmete sadamate rajamine Kopli poolsaare idarannikule on seletatav valitsevate tugevate tormituulte ja lainetuse eest varjatud soodsa rannalõiguga.



Joonis 8. Randlate levik Kakumäel. Alus: Eesti Baaskaart, Maa-amet. Tingmärgid vt joonis 7.
Figure 8. Distribution of shore types at Kakumäe. Based on the Estonian Base Map, Estonian Land Board. For legend see Figure 7.

prior to the Olympic yachting regatta, the beach was reconstructed. To protect the sandy shore, the bathing beach was expanded and its surface raised – an artificial sandy shore was laid out. For that purpose, 30 000 cu m of sand were brought from the Männiku quarry. The artificial beach was meant to resist storm attacks over a period of 10–15 years. Thereafter or even earlier, if necessary, the procedure had to be repeated. Unfortunately, this has not been done so far, although 30 years have passed. The natural protection ability of the beach has considerably decreased, and the storm wave damage in the the area of foredunes and on the forest boundary is an ever increasing problem (Figure 12). In 1983, the storm waves caused much harm to the Merivälja till scarp and several trees on the slope of the escarpment perished (Figure 13).

The consequences of a heavy storm on November 15–16, 2001 were traceable all over the sandy shore of Pirita (Orviku, 2003). The damage was particularly severe on a low scarp on the boundary of the sandy beach and the forest on the Merivälja-side of the beach, which was not sufficiently protected by a boulder wall. In January 2005, the beach suffered even greater storm damage because its natural ability to withstand storm waves had decreased and a protective sand body with sufficient height and width was absent (Figure 14). Both in 2001 and 2005, sand was also carried away from the central part of the bathing beach where several old trees remained at the mercy of storm waves (Figures 15, 16). As a result of the January 2005 storm the already poor state of the beach deteriorated even more. Storm damage extended as far as the walking path, which had been laid out under the forest during the reconstruction of the recreation area in 1979–1980 (Figure 17). Beside storm waves, also heavy storm winds reduce the amount of protecting sand on the beach blowing it onto the land. After a storm the forest floor at Pirita is sometimes white with sand (Figure 18).

Joonis 9. Pirita liivane supelrand Tallinna lahe päraosas.
Figure 9. Sandy beach at Pirita, Tallinn Bay. Photo: K. Orviku.

Tallinna mõned olulisemad rannalõigud

Pirita supelrand

See tallinlaste lemmikpuhkeala on korduvalt kannatanud tugevate tormikahjustuste tõttu (1967, 1975/76 a), mistõttu 1980. aasta suveolümpia purjeregati eel randa rekonstrueeriti. Liivaranna kaitsmise eesmärgil laiendati ja tõsteti supelranna pinda – rajati kunstlik liivarand. Männiku karjäärist toodi siia ca 30 000 m^3 liiva. Liiva juurdetoomisel arvestati sellega, et rajatud kaitsesüsteem võiks tormirünnakutele 10–15 aastat vastu pidada. Seejärel, vajadusel ka varem, tuleks sama korrata. Kahjuks pole seda aga tänaseni, s.o 30 aasta jooksul tehtud ja ranna looduslik kaitsevõime on sedavõrd nõrgenenud, et purustused eelluidete alal ning metsa piiril üha süvenevad (joonis 12). Ka Merivälja moreeniastangut purustasid 1983. aasta tormilained tugevasti ning hukkus rida järsaku pervel kasvanud puid (joonis 13).

2001. aasta 15.–16. novembri tugeva tormi kahjustusi oli kogu Pirita liivaranna piirkonnas (Orviku, 2003). Eriti tugevasti kannatas aga Merivälja poolne rahnuvalliga ebapiisavalt kaitstud madal astang ranna ja metsa piiril. Veelgi ulatuslikumaid rannapurustusi samas piirkonnas põhjustas 2005. aasta jaanuaritorm. Suuremad kahjustused võrreldes 2001. aastaga võisid olla põhjustatud eelnevalt looduslikult nõrgenenud randla vastupanuvõimest ja randa kaitsva piisava suurusega liivakeha puudumisest (joonis 14). Tugevaid purustusi ja rannaliiva ärakannet esines ka supelranna keskosas, kus tormilainete meelevalda jäid nii 2001. kui ka 2005. aastal mitmed iidsed puud (joonis 15, 16). 2005. aasta jaanuaritorm süvendas veelgi Pirita

Joonis 10. 1980. aasta olümpiamängude purjeregatiks mere poole nihutatud Pirita tee kaldakindlustus ehitusperioodil.

Figure 10. Coastal protection structure at Pirita Road during construction period, which was shifted towards the sea before the yachting regatta of the 1980 Olympics. Photo: K. Orviku.

Joonis 10A. Pirita tee kaldakindlustus.

Figure 10A. Coastal protection structure at Pirita Road. Photo: K. Orviku.

Joonis 11. Rahnudest ja munakatest murrutussillutis Meriväljal.
Figure 11. Erosion cover from boulders and cobbles at Merivälja. Photo: K. Orviku.

liivaranna kehva seisundit – kahjustused ulatusid jalutusteeni, mis oli rajatud metsa alla aastail 1979–1980 puhkepiirkonna rekonstrueerimise käigus (joonis 17). Lisaks tormilainetele vähendavad kaitsvat liivakogust rannas ka tugevad tormituuled, mis liiva metsa alla puhuvad. Pirita metsaalune on mõnigi kord pärast tormi liivast lausa valge (joonis 18).

Kakumäe poolsaar

Teiseks valulapseks on Kakumäe poolsaare rannik (joonis 8), mis kuulub nn klindineemikute hulka. Nagu enamik Eesti põhjaranniku poolsaari on ka Kakumäe tuumikuks loode–kagusuunaline aluspõhjakõrgendik. Poolsaare loodenurgas, kus pangajärsaku kõrgus ületab kohati 10 m, on rannaprotsessid kõige aktiivsemad. Jätkuvast murrutusprotsessist Kakumäe neemiku piires annab tunnistust kuni 500 m laiune murrutuslava, kust pangajärsak on tõenäoliselt aastatuhandete jooksul taganenud. Poolsaare tipu lähedal panga pervel oli veel 1991. aasta sügisel suur rändrahn – Mustkivi. 1997. aasta alguseks oli see astangu jalami murrutuse ja järsaku perve taganemise tõttu alla varisenud. Pärast 2005. aasta tormi oli aga liivakivi pank sedavõrd taandunud, et Mustkivi paiknes juba rannalähedases meres kümnekonna meetri kaugusel järsaku jalamist. Nii taganeb Kakumäe pankranna lõik iga tormiga üha enam maa suunas. Järsaku pervel on jalgrada, mis paiguti on jäänud varisemisohtlikule nõlvale liiga lähedale (joonis 19). Väga halvas seisukorras on ka pankrandla osa Kakumäe vanast sadamast lõuna pool Nooda tänava piirkonnas. Pangajärsaku kindlustamata perv on vaid mõne meetri kaugusel Nooda tänava servast (joonised 20, 20A). Sellest pangalõigust lõuna pool uue Merirahu elamurajooni ees on endine pangajärsak laugeks tehisnõlvaks kujundatud. Veelgi lõuna pool, Rocca al

Joonis 12. 2005. aasta jaanuaritormi purustused Pirital liivaranna ja rannametsa piiril.
Figure 12. Damage caused by the January 2005 storm on the boundary of the Pirita sandy beach and coastal forest. Photo: K. Orviku

Kakumäe Peninsula

The coast of the Kakumäe Peninsula belongs to klint capes. Like most peninsulas on the northern coast of Estonia, it is a northwest–southeast trending bedrock hill. Shore processes are most intensive in its northwestern corner, where the height of the limestone scarp occasionally exceeds 10 m. Erosion is ongoing as evidenced by a large, up to 500 m wide erosional platform produced by wave action that forced the scarp to retreat during the course of thousands of years. Still in the autumn of 1991, Mustkivi boulder (under nature protection) was standing on the edge of the scarp at the tip of the peninsula. In the beginning of 1997, it was not there any more but had fallen down due to the erosion of the scarp foot and the retreat of the scarp brink. After the storm of 2005, the scarp retreated noticeably leaving the boulder into the nearshore water, some 10 m off the foot of the scarp. With every storm, this portion of the Kakumäe escarpment retreats further landward. The path tramped by holidaymakers on the scarp is in places dangerously close to its edge (Figure 19). In a very bad state is also the portion of the cliffed shore south of Kakumäe old harbour in the area of Noodla Street where the edge of the scarp is only some metres off the street (Figures 20, 20A). To the south from this stretch of beach, in front of the Merirahu new dwelling area, the former scarp has been turned into a gentle artificial shore. Still further south, on the beach of Rocca al Mare Open Air Museum, the cliff shore spreads in its natural form offering visitors the chance to get acquainted with this picturesque natural landform.

Joonis 13. Merivälja moreeniastangu tormikahjustused 1983. aastal.
Figure 13. Storm damage on Merivälja till scarp in 1983. Photo: K. Orviku.

Joonis 14. 2005. aasta jaanuaritormi kahjustused Pirita supelranna Merivälja poolses osas.
Figure 14. January 2005 storm damage on the Merivälja-side of the Pirita bathing beach. Photo: K. Orviku.

Joonis 15. 2001. aasta tormikahjustused Pirita supelranna keskosas.
Figure 15. The 2001 storm damage in the middle of the Pirita bathing beach. Photo: K. Orviku.

Joonis 16. 2005. aasta jaanuaritormi purustused metsa ja liivaranna piiril.
Figure 16. January 2005 storm damage on the boundary of the forest and sandy shore. Photo: K. Orviku.

Joonis 17. Tormilained ulatusid jalutusteeni rannaäärses metsas (jaanuar 2005, Pirita).
Figure 17. Storm waves reached the walking path in the nearshore forest. Photo: K. Orviku.

Joonis 18. Meretuul on rannaliiva metsa alla kandnud. Karl Orviku foto 1960. aastate keskelt.
Figure 18. Sea wind has blown sand into the forest. Photo from the mid-1960s: Karl Orviku.

Joonis 19. Jalgrada Kakumäe pankranniku varisemisohtlikul pervel.
Figure 19. Pathway on the edge of the Kakumäe scarp shore. Photo: K. Orviku.

On the western coast of the peninsula, southwest of the tip of Kakumäe cape in the area of Liivaranna road, there is a 700 m long stretch of scarp shore, which has suffered severe storm damage during the last years (Figure 21). In the first place, this is revealed in the destruction of the talus in front of the scarp, which was already covered with vegetation, incl. trees, and in the retreat of the cliff edge.

The sandy shore or Kakumäe bathing beach is a continuation of the scarp shore at the head of Kakumäe Bay. The sandy shore is located above Harku buried valley, from where the sand originates.

Kopli Bay on the east side of the peninsula is the continution of the buried Lilleküla valley filled with Quaternary deposits. The sandy beaches at the head of the bay and on its eastern side (Stroomi) provide evidence of the existence of fine-grained sediments in that valley.

Further development of the beaches

Ever increasing intensity of beach processes may be associated with global climate changes manifesting themselves, first of all, in the increased cyclonic activity (Jaagus, 2003). The effect of storm waves on the shore is particularly great when water level is high (Tõnisson et al., 2009).

If forecasts of global sea level rise due to climate warming hold true, even a slow rise will adversely affect our coasts (Kont et al., 1997). Erosion may substitute deposition, erosional areas expand and old coastal formations may become active again. The effect of water level rise on plant communities and salinity regime in shallow coastal areas may manifest itself after tens of years.

Fortunately, Estonia's coastal zone is rising mostly at a rate, which practically compensates the supposable global sea level rise. Besides, global sea level rise (a

Joonis 20. Tormipurustused Kakumäe vana kalasadama lähedal Nooda tee kohal.
Figure 20. Storm damage at Noodla Road near an old fishing harbour at Kakumäe. Photo: K. Orviku.

Mare Vabaõhumuuseumi rannikul levib pankrand aga looduslikul kujul, pakkudes muuseumi külastajatele võimalusi selle kauni loodusliku pinnavormiga tutvumiseks.

Poolsaare läänerannal Kakumäe neeme tipu pankrandlast edela pool Liivaranna tee piirkonnas on ca 700 meetri pikkune astangrannalõik, kus viimastel aastatel on olnud samuti tugevaid tormipurustusi (joonis 21). Eeskätt on see avaldunud astangu ees olnud ja juba taimestikuga kaetud rusukalde hävimises ning astangu perve taganemises.

Kakumäe liivarandla ehk supelrand poolsaare läänekülgel on vahetuks jätkuks astangrannale lahe päraosas. Liivarand paikneb mattunud Harku oru suudmealal, kust pärineb ka liiv.

Poolsaare idakülgele jääv Kopli laht kujutab endast samuti Kvaternaari setetega täitunud Lilleküla oru jätku. Peeneteraliste setete olemasolust selles orundis annavad tunnistust lahe päras ja selle idakülgel levivad liivarannad (Stroomi rand).

Randade edasine areng

Rannaprotsesside intensiivsuse kasvu tänapäeval võib siduda Maa kliima globaalsete muutustega, mis eeskätt avaldub tsüklonaalse tegevuse aktiivsuse järsus kasvus (Jaagus, 2003). Eriti märgatav on tormilainetuse mõju randlale kõrge merevee taseme juures (Tõnisson jt, 2009).

Kui peaksid paika pidama prognoosid maailmamere globaalse tõusu kohta seoses kliima soojenemisega, siis hakkab ka aeglane meretaseme tõus meie rannikut kohati ebasoovitavalt mõjutama (Kont jt, 1997). Kuhjumine võib asenduda murrutusega, murrutusalad laienevad ja hääbunud rannamoodustised võivad uuesti aktiviseeruda.

Joon 20A. Murrutusjärsaku serv on jõudnud elurajoonile ohtlikult lähedale.

Figure 20A. The edge of an erosion scarp has reached dangerously close to the dwelling area. Photo: K. Orviku.

Joonis 21. Kakumäe astangrand Liivaranna tee lähedal pärast 2005. aasta jaanuaritormi.

Figure 21. Kakumäe scarp shore in the vicinity of Liivaranna Road after the January 2005 storm. Photo: K. Orviku.

Meretaseme tõus võib aastakümnete pärast hakata mõjutama madalate rannikualade soolsusrežiimi ning taimekooslust.

Lugejate lohutuseks võib öelda, et Eesti rannik kerkib enamasti sellise kiirusega, mis võib kompenseerida oletatava globaalse meretõusu. Pealegi pole üldine meretaseme tõus (paar mm aastas) võrreldav ekstreemse tormiaegse lühiajalise ajuveetõusuga ja seetõttu rannaprotsessidele märgatavat mõju ei avalda.

Uuringute tulemused kogu maailma randadel (Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments 1982; Encyclopedia of Coastal Science 2005, jt) on näidanud, et harva esinevate väga tugevate tormide energia võib olla mitu suurusjärku suurem kui tavapärastel sagedasti korduvatel tormidel. Tugevate tormide poolt põhjustatud muutused randlatel on samuti ulatuslikumad, enamasti isegi pöördumatud, mistõttu randlate areng toimubki valdavalt hüppeliselt.

Viimasel paaril-kolmekümnel aastal meie rannikul toimunud muutusi tulebki lugeda just sellisteks. Suuri ümberkorraldusi siinsetel randadel põhjustab kahe teguri koosmõju – tugev torm ja ajutine kõrge veetase, eriti sügistalvedel (Orviku, 1974, 1992).

Väljaspool kahtlust on see, et meie randadel toimub viimastel aastakümnetel üha enam nähtavaid muutusi (Orviku jt, 2003). Nii on silmnähtavalt mõjutanud Eesti mererannikut 1990, 2001 ja 2005 aasta tugevad tormid, mis põhjustasid ulatuslikke rannapurustusi kogu Eesti rannikul. Näiteks Tallinnas intensiivistus liivakivipankade murrutus Kakumäe poolsaare rannikul, pankade ja astangute taandumist täheldati ka näiteks Suur-Paljassaare poolsaare tipus, kus murrutusjärsaku tugevate purustuste tulemusel hävines osaliselt järsaku pervel varemalt militaarsetel eesmärkidel rajatud teelõik koos aiapostidega (joonis 22).

Lõpetuseks

Tung rannikule on olnud pidev kogu inimajaloo kestel. Rannikumeri pakub inimesele toitu, on tähtsaks ühendusteeks ja mere lähedale kujunesid seetõttu ka esimesed asustused.

Tungis meri peale, taganes inimene ja rajas uued hooned merest kaugemale, meretaseme langedes aga kolis ta uuesti rannajoonele lähemale. Elu kulges harmoonilises kooskõlas mererannaga. Kahjuks eemaldume sellisest eluviisist üha enam, sest valitsevaks on saamas majandusliku kasusaamise püüe, sageli koos mõtlematu tegutsemisega mererannal.

Ranna-ala kui dünaamiline piir kahe looduskeskkonna vahel vajab meie igapäevase tegevuse huvides tõsist teaduslikku lähenemist. Nii suudame säilitada ranniku looduslikke, esteetilisi ja majanduslikke hüvesid ka tulevikuks.

Kasutatud kirjandus

Bird, E. C. F. 1985. Coastline changes: A Global Review. John Wiley & Sons, New York, 219 lk.

Jaagus, J. 2003. Kliimamuutuste tendentsid Eestis 20. sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. Uurimusi Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 93, 62–79.

Encyclopedia of Coastal Science (toim Schwartz, M. L.), 2005. Springer, 1211 lk.

couple of millimetres per year) is by no means comparable with a temporary high water level and, therefore, does not noticeably affect beach processes.

The studies of the beaches all over the world (Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments, 1982; Encyclopedia of Coastal Science, 2005, a.o.) have shown that the energy of a single extremely strong storm can be several orders of magnitude higher than the energy of frequently reccuring storms, and the changes caused on the shores are more persistent, often irreversible.

Just such changes have taken place on our beaches during the past twenty–thirty years. They are due to the joint effect of two factors – heavy storm and temporary very high water level, particularly during the autumn-winter period (Orviku, 1974, 1992).

It is undoubtedly clear that our beaches are experiencing ever growing changes. The heavy storms of 1990, 2001 and 2005 caused great alerations on the sea coast all over Estonia. For instance, in Tallinn the erosion of sandstone scarp intensified on the coast of the Kakumäe Peninsula, scarps retreated also on the tip of the Suur-Paljassaare Peninsula where a stretch of road and fence posts – witnesses of the military past of the peninsula – were partially destroyed (Figure 22).

Joonis 22. 2005. aasta tormi purustused moreenist murrutusjärsakul Paljassaare poolsaarel – hävinud on tee koos aiapostidega

Figure 22. The January 2005 storm damaged the road and fence poles on erosional till scarp. Photo: K. Orviku.

Kessel, H. & Raukas, A. 1967. Antsülusjärve ja Litoriinamere rannasetted Eestis. Valgus, Tallinn, 134 lk (vene k).

Keyserling, A. 1863. Notiz zur Erklärung des erratischen Phänomens. Mit einem Zusatz von dem Akademiker K. Baer. Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., t. VI, 191–217.

King, C. A. M. 1984. Beaches and Coasts. St. Martin's Press, New York, 570 lk.

Kont, A., Ratas, U. & Puurmann, E. 1997. Sea-level rise impact on coastal areas of Estonia. Climatic Change, 36, 175–184.

Martin, E. & Orviku, K. 1988. Artificial structures and shoreline of Estonian SSR. Artificial Structures and Shorelines. Kluver Academic Publishers, 53–57.

Mereleksikon. 1996. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 591 lk.

Orviku, K. 1974. Kaasaegsete randade geoloogiliste uurimistulemuste kasutamine Balti mere ajaloo selgitamisel. Baltica, 5, 163–170 (vene k).

Orviku, K. 1992. Characterization and Evolution of Estonian Seashores. Doctoral thesis at Tartu University. Tartu, 20 lk.

Orviku, K. 1993. Nüüdisrandla. Lutt, J. & Raukas, A. (toim). Eesti šelfi geoloogia. Tallinn, 29–39.

Orviku, K. 2003. Tormid lõhuvad Eestimaa liivarandu. Eesti Loodus 12, 6–13.

Orviku, K. 2005. Rannikualade ratsionaalsest kasutamisest. Eesti Mereakadeemia Toimetised, 2, 42–61.

Orviku, K. 2006a. Rannaprotsesside teadusliku tõlgendamise vajalikkusest rakenduslike küsimuste lahendamisel rannikul. Eesti Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, 84. Tartu, 94–113.

Orviku, K. 2006b. Developmental ties between Järve–Mändjala beach and Nasva harbour. Eesti Mereakadeemia Toimetised, 3, 7–18.

Orviku, K., Bird, E. & Schwartz, M. 1995. The provenance of beaches on the Estonian Islands of Hiiumaa, Saaremaa and Muhu. Journal of Coastal Research, 11, 1, 96–106.

Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U. & Rivis, R. 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. Journal of Coastal Research, 19, 2, 364–375.

Raukas, A., Bird, E. & Orviku, K. 1994. The provenance of beaches on the Estonian Islands of Hiiumaa and Saaremaa. Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia, 43, 2, 81–92.

Zenkovitch, V. P. 1967. Processes of coastal development. Oliver & Boyd, Edinburgh, 710 lk.

Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments (toim Schwartz, M. L.). 1982. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, 940 lk.

Vallner, L., Sildvee, H. & Torim, A. 1988. Recent crustal movements in Estonia. Journal of Geodynamics, 9, 215–223.

In conclusion

Throughout history, coasts have attracted people. The coastal sea provided people with food, served as a way of transport, the first human settlements were located at the sea. A glimpse into the past shows that human settlement on the coasts changed when sea level changed.

In front of the advancing sea waters man retreated further inland and found his new home there. When the sea level dropped, he moved back closer to the shoreline. He lived in harmony with the coast. Unfortunately, we become increasingly alienated from this principle. Much more importance is attached to economic welfare resulting in ever growing and often meaningless use of coastal areas.

In the interests of our everyday life, the coast as a dynamic boundary between two natural environments calls for a serious scientific approach. In this way, we can preserve the natural, aesthetic and economic values for the future as well.

Tallinna ja selle lähiümbruse maavarad

Helle Perens

Tallinna piirkonna geoloogilises läbilõikes on alates kristalsest aluskorrast kuni pinnakatte noorima osani mitmeid setete ja kivimite lasundeid, mida võib käsitleda maavarana. Erinevate kasutusaladega maardlad ümbritsevad Tallinna tiheda pärjana (joonis 1). Maavarade loetelu on piirkonnas mitmekesine ja päris mahukas (tabel 1). Märkimisväärsemad on sinisavi, fosforiit, ehituslubjakivi, ehitusliiv ja -kruus ning turvas. Käesoleval ajal leiavad kasutamist vaid neli viimast. Alljärgnev ülevaade Tallinna ümbruse maavaradest on antud alates sügavamal lasuvatest.

Joonis 1. Maavarad Tallinnas ja selle ümbruses.
Figure 1. Mineral resources on the territory of Tallinn and in its environs.

Mineral resources on the territory of Tallinn and in its environs

Helle Perens

In the geological sequence of Tallinn region, starting from the crystalline basement up to the top of the Quaternary cover there are several bodies of rocks and deposits that can be considered mineral resources. Different minerals deposits tightly surround Tallinn (Figure 1). The mineral resources in the region are listed in Table 1, whereas most important among them are the Cambrian blue clay, phosphorite, limestone, sand and gravel for construction purposes, and peat. Presently only the last four are being used.

Crystalline construction stone

Maardu deposit near Tallinn is the only deposit of crystalline construction stone (granite) in Estonia which is confirmed and included in the list of deposits of the Environmental Register. The productive bed in Maardu deposit is 65 m thick. The deposit is related to the Neeme rapakivi massif covering ca 120 km^2 underneath the Ihasalu Bay and on its shore northward of the Tallinn–Narva Road. In the northern part of the above area the crystalline basement lies at 120 m below sea level (b.s.l.) and in the southern part – at 150 m b.s.l., whereas the massif's central part is about 10 m higher than its peripheral parts. Altogether 36 drillholes have been made in the massif. The overburden is represented mostly by the Vendian and Cambrian sandstone and clay, and upper portion of the rapakivi bed unsuitable for mining. The rapakivi granite is predominantly represented by porphyry-like potassium granite, the pinkish-grey matrix of which comprises medium-crystalline biotite (2–10%), quartz (20–30%) and plagioclase (10–25%). Against the matrix background are clearly expressed K-feldspar monochrysts 1–5 cm in diameter (35–40%). The average compressive strength of the rock is 1956 g/cm^2. The massif contains also vein-like bodies of granite porphyry. Granite can be used as building stone, finishing stone and for producing breakstone.

The Maardu deposit can be operated only as underground mine. In some respect the mining is problematic due to somewhat elevated content of radioactive elements characteristic of the rapakivi granites. In the meantime exploitation of the Maardu deposit was a common topic, but now these discussions have died away, mainly because the mining is expensive, problematic from the standpoint of contamination and requires integrated approach.

Mineral resources in the bedrock

The granite is overlain by sedimentary rocks. Among these blue clay, phosphorite and building limestone can be considered mineral resources. Besides, Dictyonema argillite and glauconite sandstone should be mentioned, although presently these do not form deposits with balance reserves.

Blue clay

The blue clay of the Cambrian Lontova and Lükati Formations spreads as 60–70 m thick bed almost everywhere in Estonia. In spite of its name, the clay is rather

Kristalne ehituskivi

Tallinna lähikonda jääb Eesti ainuke kristalse ehituskivi (graniidi) kinnitatud ja Keskkonnaregistri maardlate nimistusse kantud leiukoht – Maardu, kus sobiliku lasundi paksus on 65 m. Leiukoht on osa Neeme rabakivimassiivist, mis hõlmab ca 120 km^2-se ala Ihasalu lahe all ja mandril põhja pool Tallinn–Narva maanteed. Kristalne aluskord lasub seal 120–150 m a.m.p, olles keskosas kümmekond meetrit kõrgemal kui äärtel. Massiivi on puuritud 36 puurauku. Graniidilasundi kattekihiks on Vendi ja Kambriumi liivakivid ja savid ning tootmiseks ebasobiva murenenud kivimi ülaosa. Rabakivigraniit on esindatud porfüürilaadse kaaliumgraniidiga, mille roosakashall põhimass koosneb kvartsist (20–30%), plagioklassist (10–25%) ja biotiidist (2–10%). Põhimassi taustal eristuvad suured, 1–5 cm läbimõõduga kaaliumpäevakivi monokristallid (35–40%). Kivimi survetaluvus on keskmiselt 1956 g/cm^2. Vähemal määral leidub massiivis veel graniitporfüüri soonjaid kehi. Graniit sobib ehituseks, viimistluseks ja killustikuks. Maardu leiukoha kasutamine võib kõne alla tulla üksnes maa-aluse kaevandusena. Mõneti problemaatiliseks muudab kaevandamise rabakivigraniidile iseloomulik kõrgem radioaktiivsete elementide sisaldus. Maardla kasutussevõtt, mis vahepeal oli päevakorras, on soikunud, sest kaevandamine on kulukas, loodusreostuse seisukohalt probleemne ning vajab kompleksset lähenemist.

Aluspõhja maavarad

Graniidist kõrgemal lasuvad juba settekivimid. Neist väärivad maavarana tähelepanu sinisavi, fosforiit ja ehituslubjakivi ning graptoliitargilliit (diktüoneemakilt) ja glaukoniitliivakivi. Viimased kaks pole maardlatena veel arvele võetud.

Sinisavi

Kambriumi Lontova ja Lükati kihistu sinisavi levib 60–70 m paksuse lasundina pea kogu Eestis. Värvuselt on ta pigem rohekas- või lillakashall. Sinisavi kasutatakse ehituskeraamikas, sh nii fassaadi- kui lihttelliste, katusekivide ja drenaažitorude valmistamiseks (Aseris), aga ka tsementitööstuses (Kundas). Vaatamata oma enam kui poole miljardi aastasele eale on sinisavi säilitanud savide põhiomaduse – veega küllastunult olla plastne. Sinisavi on illiitse koostisega ja sellest tulenevalt kuulub kergsulavate (sulamistemperatuur 1200–1290 °C) savide hulka.

Tallinna piirkonnas avaneb ligi 60 m paksune sinisavi lasund kõige soodsamalt Kopli poolsaaarel, kust seda on kasutamiseks võetud juba 13. sajandist alates. Aastakümneid kaevandas savi Kopli savikarjäärist Tallinna Ehituskeraamika Tehas. Nüüdseks on kaevandamine lõpetatud, sest merepinnast allpool asuvast mitmekümne meetri sügavusest karjäärist ei olnud kogunevate sadevete tõttu savi kaevandada enam majanduslikult tasuv, kaevandamise laiendamist piirab aga arenev linnaehitus. Vanu savivõtukohti oli ka Pelgulinnas.

1980. aastatel piiritleti Tallinna lähistel Kallavere (Ülgase) maardla, kus lähtudes mäetehnilistest võimalustest on keraamilise savi varu arvutamisel arvesse võetud 17,3 m paksune lasund Lontova kihistust. Väärtuslikuma ehk kõige liivavaesema osa sinisavilasundist moodustab Kestla kihistik. Tallinna lähikonnas lasub Kestla kihistikul Tammneeme kihistik, mille savile iseloomulik kvartsliiva sisaldus

greenish- to purplish-grey in colour. The blue clay is used for making ceramic products, including facing as well as common bricks, tiles and drainpipes, but also for producing cement (in Kunda). In spite of its age (over half billion years) the blue clay has preserved the main property of clays – plasticity in watersaturated state. The blue clay is illitic by composition and therefore is classified as fusible (melting point 1200–1290 °C).

In Tallinn region the almost 60 m thick blue clay most favourably crops out on the Kopli Peninsula, where it has been used for construction purposes already starting from the 13th century. Old clay pits are known in Kopli as well as in Pelgulinna area. For many decades the Kopli brick industry extracted clay for the Tallinn Building Ceramic Factory in Kopli quarry, but not any longer – rainwater accumulates in the quarry several tens of meters deep and extraction under these circumstances is considered inexpedient.

In the 1980s the Kallavere (Ülgase) deposit was outlined not far from Tallinn. Considering the mining technological criteria, the reserves of ceramic clay have been computed accounting average 17.3 m thick part of the Lontova Formation. The most valuable, the Kestla member is the purest (the share of sand fraction is the smallest) part of the blue clay bed. In the environs of Tallinn the Kestla Member is overlain by the Tammneeme Member, which contains quartz sand and glauconite that deteriorate the quality of raw material. Recently the clay from the Kallavere deposit was used for isolating the base of the Jõelähtme dumping site.

Phosphorite

Obolus sandstone, the source material spreads everywhere in the nearest environs of Tallinn. It formed at the Late Cambrian / Early Ordovician in the nearshore belt of the Palaeobaltic Sea. The commercially valuable phosphorite deposit of represented by quartz sandstone of the Kallavere Formation, Pakerort Stage, Lower Ordovician containing phosphatic shells and their detritus of inarticulate brachiopods. When the share of phosphatic shells is high, term "Obolus conglomerate" is used. The colour of shells is dark-grey, yellowish or dark-brown. Only the beds thicker than 1 m and containing at least 3% of P_2O_5 are of commercial value. The thickness of the Kallavere Formation is variable, being mostly some meters. The content of P_2O_5 varies both vertically and laterally, being the lowest (<1%) in the basal and top part of the body. On the territory of Tallinn phosphorite occurs only as lenses. The Obolus sandstone is exposed in the Mäekalda, Suhkrumäe, Hundikuristiku and Toompea outcrops.

In Estonia mining of Obolus sandstone was launched in 1924 in Ülgase near Tallinn and was continued in 1940 in the Maardu mine, later opencast from where raw material concentrate for chemical industry was excavated. Due to extensive contamination mining in Estonia was terminated in 1991. Most of the abandoned mine where the opencasts cover up to 11.2 km^2 has been reclaimed.

Another phosphorite deposit is located also in Tsitre where the productive bed is 2.9–5.1 m thick and the content of usable component (P_2O_5) is 8.27–9.73% and of harmful component (MgO) – 0.01–1.2%.

In Tallinn region occur also considerable amounts and in relatively good mining technological conditions glauconite sandstone and Dictyonema argillite.

mõjutab keraamilise toorme kvaliteeti just mitte kõige paremas suunas. Hiljaaegu kasutati Kallavere maardla savi Jõelähtme prügila aluse isoleerimiseks.

Fosforiit

Oobolusliivakivi, fosforiidi algmaterjal, levib Tallinna lähiümbruses kõikjal. Fosforiidilasund on tekkinud Kambriumi ja Ordoviitsiumi ajastu piiril Paleobalti mere rannalähedases vöötmes. Tootmisväärne fosforiidilasund on esindatud Alam-Ordoviitsiumi Pakerordi lademe Kallavere kihistu lukuta brahhiopoodide fosfaatseid karbipoolmeid ja nende purdu (detriiti) sisaldava kvartsliivakiviga. Tervemate karbipoolmete sisalduse korral räägitakse juba ooboluskonglomeraadist. Kodade värvus on tumehall, kollakas või tumepruun. Tööstuslikku huvi pakub üle 1 m paksune kihind vähemalt 3% P_2O_5 sisalduse juures. Kallavere kihistu paksus on muutlik, jäädes enamasti mõne meetri piiridesse. P_2O_5 sisaldus kihistu läbilõikes muutub nii vertikaalsuunas kui pindalaliselt. Madalaim (<1%) on P_2O_5 sisaldus lasundi all- ja ülaosas. Tallinna linna piires esineb fosforiidikiht vaid läätsedena ja on kohati nähtav Mäekalda, Suhkrumäe, Hundikuristiku ja Toompea paljandis.

Fosforiidi kaevandamist alustati Eestis 1924. aastal Tallinna lähistel Ülgasel ja jätkati 1940. aastal Maardus, algul allmaa kaevanduses, hiljem karjääris. Maardus toodeti toorainekontsentraati keemiatööstusele. Suure loodusreostuse tõttu lõpetati kaevandamine 1991. aastal. Suletud maardla, kus karjääride pindala ulatub kuni 11,2 km^2, on suures osas rekultiveeritud. Maardlavääriliseks on loetud fosforiidilasundit ka Tsitres, kus 2,9–5,1 m paksuses tootmisväärses kihis on kasuliku komponendi (P_2O_5) sisaldus 8,27–9,73% ja kahjuliku komponendi (MgO) sisaldus 0,01–1,2%.

Graptoliitargilliit (diktüoneemakilt)

Tallinna piirkonnas leidub märkimisväärses koguses ja suhteliselt heades mäetehnilistes tingimustes ka graptoliitargilliiti (diktüoneemakilta) ja glaukoniitliivakivi. Diktüoneemakilt moodustab Alam-Ordoviitsiumi Pakerordi lademe Türisalu kihistu ning lasub vahetult fosforiidilasundil. Kihistu paksus on suurim Lääne-Eestis, kus see võib ulatuda 8 meetrini, Tallinna piirkonnas on aga 3–4 meetrit. Graptoliitargilliit kuulub oma küllalt kõrge orgaanilise aine sisalduse alusel põlevkivide hulka. Kivimi küttevääртus on siiski väike ja muutub selle levikualal 417 kcal/kg kuni 1600 kcal/kg. Kilt sisaldab õhukesi kvartsaleuroliidi vahekihte, räniläätsekesi ja antrakoniidikonkretsioone. Värvuselt must kuni tumepruun kivim on tekkinud merelistes anaeroobsetes tingimustes ning sisaldab väljasurnud merelise organismi graptoliidi jäänuseid. Küttevääртusest enam pakuvad huvi kivimis leiduvad haruldased ja hajutatud elemendid: uraan, molübdeen, vanaadium, tsink ja plii, mille suurem sisaldus on iseloomulik levila lääne- ja idaosale. Fosforiidi kaevandamisel Maardus sattus graptoliitargilliit aherainepuistangutesse, kus kõrge orgaanikasisalduse tõttu võis aheraine kohati süttida, millega kaasnes suur keskkonnareostus. Kilda kasutuselevõtt oleneb nõudlusest, tehnoloogia arengust, keskkonnaprobleemide lahendamisest jm.

Glaukoniitliivakivi levib kogu Põhja-Eestis. Hallikasroheline glaukoniitliivakivi lasub otse graptoliitargilliidil. Geoloogilises läbilõikes kannab see osa

Graptolite argillite (Dictyonema shale) belongs to the Türisalu Formation of the Pakerort Stage, Lower Ordovician which spreads only in northern part of Estonia. The formation is at its thickest in western Estonia, where its thickness may reach 8 m, whereas in Tallinn region it is 3–4 m thick. The argillite contains thin interbeds of quartz siltstone, small lenses of silica and anthraconite nodules.

The argillite is black to dark-brown, it has formed in marine anaerobic conditions and contains abundant graptolites. Within the whole distribution area the argillite's calorific value varies from 417 kcal/kg to 1600 kcal/kg. The high content of organic matter in the argillite led to self-ignition of the barren rock heaps in the Maardu phosphorite mine, which caused extensive environmental contamination. More important than the argillite's calorific value are its rare and trace elements, such as uranium, molybdenum, vanadium, zinc and lead. Their concentrations are higher in the western and eastern part of the distribution area. Exploitation of the Dictyonema argillite depends on the demand for such raw material, development of technological possibilities, solving of environmental problems, etc.

Glauconite sandstone spreads in the whole northern Estonia. In geological sequence this part of the Lower Ordovician is known as the Iru Member. Green colour of the rock is due to the content of mineral glauconite (60–70%). In Tallinn region the member is about 2 m thick.

There are several fields of utilization for the glauconite sandstone, most importantly for making various building materials, e.g. elements composed of silicalcite and silicate concrete. The glauconite separated from the sandstone can be used as a constituent in filters for purifying of hard water and for producing green pigment. Presently glauconite sandstone is not mined, although its reserves are unlimited.

Extensive fresh outcrops of the Dictyonema argillite and glauconite sandstone were observable few years ago in the pit of the Kumu art museum.

Building limestone

In Tallinn and its nearest environs occur several limestone varieties which in appropriate mining technological conditions can be used as building limestone due to their chemical composition and physical-mechanical properties, such as the limestones of the Ordovician Loobu, Väo and partly also Kõrgekalda Formations in which the content of clay and magnesium is small. The most promising distribution area of building limestone in Tallinn region edges the klint as up to 2 km wide belt. Under thin Quaternary cover crop out relatively pure very finely crystalline detrital limestones of the Väo and Kõrgekalda formations (Middle Ordovician) which are known as the Lasamägi building limestone. The latter occurs as 8 m thick bed in which the content of clay fraction varies by beds and is exposed on the Suhkrumägi Hill, in the trench of the Laagna Road, in Väo, Maardu and Harku quarries, Pärtli, Kostivere and Kadaka limestone quarries and in the Toompea Klint Island.

The Lasnamägi building limestone is light-grey, bedded (5–35 cm) in which alternate weakly argillaceous limestone with frequent marlstone films sensitive

Alam-Ordoviitsiumist Iru kihistiku nime. Tallinna piirkonnas on kihistiku paksus paari meetri ringis. Rohelise värvuse annab kivimile mineraali glaukoniidi 60–70% sisaldus. Glaukoniitliivakivi võiks kasutada mitmeti, kas või ehitusmaterjalide – mitmesuguste silikaatbetoonist ja silikaltsiidist ehitusdetailide värvimiseks-toonimiseks, kuid nõrga pigmendina on see seni väheefektiivseks osutunud. Liivakivist separeeritud glaukoniiti saaks kasutada veel kareda vee pehmendamiseks vajalike filtrite koostisainena jm. Käesoleval ajal glaukoniitliivakivi siiski ei kaevandata, ehkki selle varud on märkimisväärsed.

Glaukoniitliivakivi ja diktüoneemakilda ulatuslikke värskeid paljandeid võis mõni aasta tagasi näha kunstimuuseumi ehitussüvendis.

Ehituslubjakivi

Tallinnas ja selle lähiümbruses on keemilise koostise ja füüsikalis-mehaaniliste omaduste poolest ning soodsate mäetehniliste tingimuste korral maavarana kasutatavad Ordoviitsiumi ladestu Kunda, Lasnamäe ja osaliselt ka Uhaku lademe lubjakivide puhtamad, st väiksema savi- ja magneesiumisisaldusega erimid. Kõige perspektiivsem ehituslubjakivi leviala Tallinna piirkonnas jääb kuni paari kilomeetri laiuse vööndina klindi servale, kus õhukese pinnakatte all avanevad Lasnamäe ehituslubjakivid. Lasnamäe ehituslubjakivid – need on Kesk-Ordoviitsiumi Väo ja Kõrgekalda kihistu kuni 8 m paksused suhteliselt puhtad pisikristalsed detriitjad lubjakivid. Ehituslubjakivi paljandub Suhkrumäel, Laagna tee süvendis, Väo, Maardu ja Harku karjääris, Pärtli, Kostivere ja Kadaka paemurrus ning Toompea saarkõrgendikul.

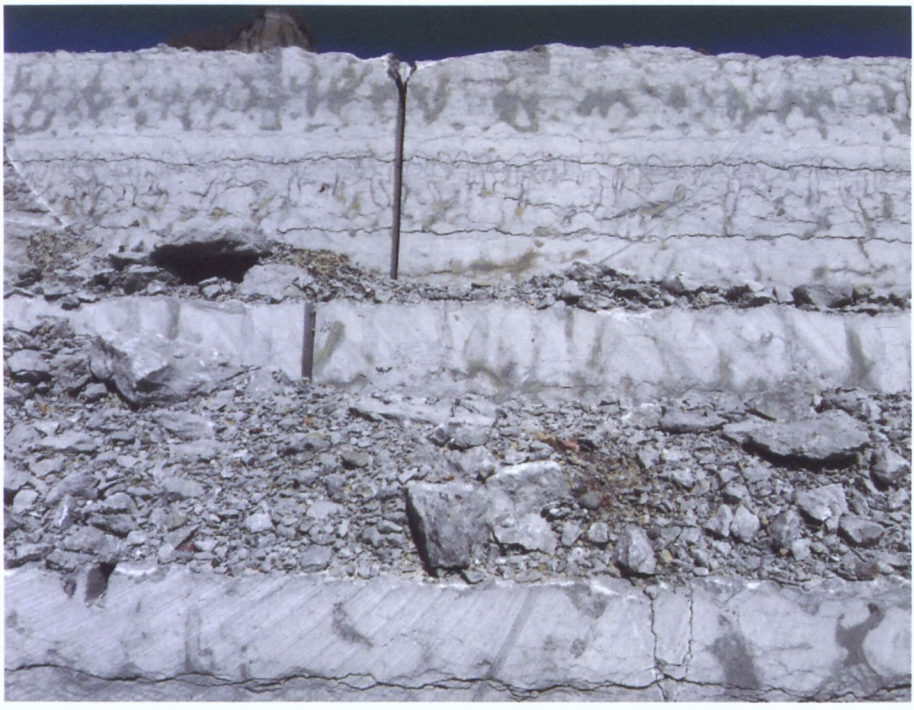
Lasnamäe ehituspaas on helehall kihiline (5–35 cm) paekivi, milles vahelduvad ilmastikukartlik, sagedaste merglikelmetega nõrgalt savikas lubjakivi ja ilmastikukindel puhas lubjakivi. Kivimile on iseloomulikud pruunid fosfaatsed ja mustad püriitsed settekatkestuspinnad. Nendesse pindadesse on kunagises põhjamudas elanud organismid uuristanud vertikaalseid kaevumiskäike – nn püstakuid, mille dolomiitne täitematerjal värvub ilmastiku mõjul punakaspruuniks ja annab kivimile omanäolise mustri (joonis 2).

Lasnamäe ehituspaasi on murtud enam kui 700 aastat ehitus- ja raidkiviks ning lubja põletamiseks. Murrutöölised on igale kihile, neid on 56, andnud kivimi omaduste ja välisilme järgi iseloomuliku nime nagu *neljatolline*, *muldvalge*, *ristikord*, *tige seitsmene* jne. Keskajal kasutati ainult lasundi alumise poole kihte alates *muldvalgest*. Läbilõike ülemise poole kihtide nimed pärinevad 19. sajandi lõpukümnenditest, kui Lasnamäe Lõunamurru kiirel laienemisel need kihid kasutusele võeti. Igal kihil oli oma kasutusala, mida vanad paemeistrid hoolega järgisid.

Tallinna lähistele jäävad Lasnamäe ehituskivi kaevandavad Harku, Jägala, Maardu ja Väo maardla, kus valdavalt toodetakse killustikku, vähemal määral ka ehituskivi. Peale Jägala käib kõigis intensiivne killustikutoorme kaevandamine. Väo ja Maardu kivi kasutatakse ka ehituskivina.

Harku maardla asub praegusest Harku karjäärist läänes. Kasuliku kihi keskmine paksus on 6,5 m. 2007. aastal oli AS Harku Karjäär poolt kaevandatud killustikutoormeks mineva lubjakivi maht 378 900 m^3.

to weathering, and weatherproof pure limestone. Characteristic are brown phosphatic and black pyritic discontinuity surfaces, into which the organisms that once lived in the seafloor mud had grooved vertical borings which are filled with dolomitic rock. When exposed to weather the filling rock turns into reddish-brown which gives the rock a characteristic pattern (Figure 2).



Joonis 2. Dekoratiivne selgete püstakutega kihipaar laksu punane–kirju kärn Väo paemurru seina ülaosas.

Figure 2. A decorative twin-bed of building limestone in upper part of the wall of Väo limestone quarry. Photo: H. Perens.

The Lasnamägi building limestone has been extracted for more than 700 years for using as building and carving stone and burning of lime. The quarry workers have given each layer (altogether 56) a characteristic name. The names of the beds in the upper part of the sequence originate from the last decades of the 19th century when the southern Lasnamägi quarry extended and these beds were taken into use. In the Middle Ages were used also the beds forming the lower part of the sequence. Each bed was used for a particular purpose, which was strictly followed by the craftsmen handling the limestone.

In Tallinn region are situated Harku, Jägala, Maardu and Väo deposits from which the Lasnamägi building limestone is extracted. Except the Jägala quarry, raw material for breakstone production is mined in all of them. The limestone from Väo and Maardu is used also as building stone.

Harku deposit is located west of the present Harku quarry. Average thickness of the commercial bed is 6.5 m. In 2007 Harku Karjäär Ltd extracted altogether

Jägala maardla asub Jägala jõe paremal kaldal Ruu klindineemikul Jägala–Valkla maanteest lõunasse ja Tallinn–Narva maanteest põhja poole jääval alal. Keskmiselt 9,7 m paksuse kasuliku kihi moodustavad Kõrgekalda, Väo ja Kandle kihistu pisikristalsed hallid lubjakivid, mis kohati võivad olla ka mõneti dolomiidistunud. Kattekihiks on seal keskmiselt 1,6 m paksune moreenikiht. Maardlal on laienemise võimalusi nii põhja kui ka ida suunas. Jägala maardla on kaevandamise ootel.

Maardu maardla hõlmab kunagistest Maardu fosforiidikarjääridest itta ja lõunasse jääva maa-ala. Kasuliku kihi moodustab seal Väo, Kandle ja Loobu kihistu lubjakivi kuni 10 m paksune lasund. Kattekihiks on keskmiselt 2 meetrit Kvaternaari setteid. Maardlal on võimalusi laienemiseks veel lõunasse. 2007. aastal toodeti siit ligi 160 000 m^3 killustikku ja ainult üks väikefirma kaevandas ehitus- ja viimistluskiviks 400 m^3 paasi.

Väo maardla jääb Pirita jõe vasakule kaldale, tegutsevast Väo karjäärist ida poole. Kasuliku kihi, milleks on Väo kihistu pisikristalne detriitjas lubjakivi, paksus maardla alal on keskmiselt 8 m. Kattekihiks on maardlas umbes 1,2 m Kvaternaari setteid ja samapalju Kõrgekalda kihistu (Uhaku lade) savikat lubjakivi. Maardla kivi läheb nii killustikuks kui ka ehitus- ja viimistluskiviks. 2007. aastal kaevandas seal Väo Paas AS 421 900 m^3 ja Paekivitoodete Tehas OÜ 386 900 m^3 lubjakivi killustiku tarbeks. Peamiseks paekivi töötlejaks on ettevõte Reval Stone (aastani 2007 Saare Dolomiit-Väokivi OÜ), kus valmistatakse seina-, viimistlus- ja põrandakivi, treppe, ümbrisaedade materjali, kaminaid jm.

Pinnakatte maavarad

Liiv ja kruus

Looduslike kruusliivasetete koostis terasuuruse järgi ulatub saviosakestest rahnudeni. Kruusa ja liiva eristatakse üle 0,5 cm suurusega osakeste sisalduse järgi settes. Kruusas on üle 5 mm läbimõõduga osakesi rohkem kui 35%, liivas aga vähem. Vaid erandjuhtudel vastab toore looduslikul kujul ehitusliivale või ehituskruusale esitatavatele nõuetele. Kruus ja liiv kui maavara on seotud enamasti liustikujõgede ja -järvede ning mereliste setetega.

Tallinna piirkonna suurim ***Tallinn-Saku ehitusliiva maardla*** paikneb otse linna piiril ulatuslikul glatsiofluviaalsel sandurtasandikul. Umbes 0,5 meetrise kasvukihi all lasub 2,0–28,5 m paksune eriteralise, valdavalt peeneteralise liiva kompleks. Maavara koostises on kruusa 3%, liiva 95% ning tolmu- ja saviosakesi 2%, peensusmoodul on 2,0. Maardlat kasutavad mitu firmat ja 2007. aastal kaevandati siin kokku umbes 760 000 m^3 liiva.

Viimastel aastatel on hakatud huvi tundma meres paiknevate liivalasundite vastu, mida on võimalik kaevandada eriotstarbeliste ujuvaluste abil. Nii on arvele võetud kaks veealust maardlat, mille varu on juba osaliselt kasutatud sadamate ehitusel.

Naissaare ehitusliiva maardla paikneb meres Naissaare kari piirkonnas. Maavaraks on eriteraline ja muutliku paksusega (0,3–3,8 m) kruusa sisaldav ehitusliiv.

Prangli ehitusliiva maardla paikneb Prangli saare lõunarannikul madalmeres 3–20 m sügavusel. Maavaraks on 0,2–2,8 m paksune kaasaja mere poolt kuhjatud vähese savi- ja tolmuosakeste sisaldusega orgaanikavaene liivakiht. Kaevandatud liiva asemele kandub põhja poolt piki saare randa uus liiv.

378 900 $m^3$of limestone for producing breakstone.

Jägala deposit is situated on the right bank of the Jägala River, on the Ruu Klint Peninsula south of Jägala–Valkla Road and north of Tallinn–Narva Road. The commercial bed is average 9.7 m thick and is represented by the finely crystalline grey limestones of the Kõrgekalda, Väo and Kandle Formations, which sometimes may be also somewhat dolomitized. The overburden is represented by average 1.6 m thick layer of till. The deposit can be extended both north- and eastward. Currently the Jägala deposit is not operated.

Maardu deposit covers the area east and west of the former Maardu phosphorite quarry. The productive bed is up to 10 m thick and is represented by rocks of the Väo, Kandle and Loobu Formations, and the overburden is ca 2 m thick Quaternary deposits. The deposit can be extended to the south. In 2007 160 000 m^3 was extracted for breakstone, and one small company extracted 400 m^3 for producing building and finishing stone.

Väo deposit is located on the left bank of the Pirita River, east of the operating Väo quarry. The productive bed is represented by finely crystalline detrital limestone of the Väo Formation and is average 8 m thick. The overburden is ca 1.2 m of Quaternary cover and ca 1.2 m of the argillaceous limestone of the Kõrgekalda Formation (Uhaku Stage). The deposit cannot be extended. The limestone is used both for production of breakstone and building and finishing stone. In 2007 Väo Paas Ltd. extracted 421 900 m^3 and the Factory of Limestone Products 386 900 m^3 of limestone for producing breakstone. The company processing limestone is Reval Stone (up to 2007 Saare Dolomiit LLC.-Väokivi LLC) where limestone plates for walls and floors, finishing plates as well as material for stairs and fences, fireplaces etc. are made.

Mineral resources in the Quaternary cover

Sand and gravel

Natural sand and gravel deposits are composed of multiple components and their size ranges from clay particles up to boulders. According to the Earth's Crust Act, gravel is a terrigenous deposit which contains over 35% of particles >5 mm in diameter, while in sand the share of the above fraction is less than 35%. Only in exceptional cases the natural raw material of deposits meets the requirements for building sand or gravel. Gravel and sand as mineral resource are related mostly to glaciofluvial, marine and glaciolacustrine deposits.

Tallinn-Saku building sand deposit is the largest in Tallinn area. It is situated near the boundary of town on an extensive glaciofluvial sandur plain. In general, under 0.5 m thick topsoil occurs 2.0–28.5 m thick complex of heterogranular (mostly fine) sand. The share of gravel is 3%, sand 95% and silt and clay particles – 2%, fineness modulus is 2.0. The deposit is used by several companies. In 2007 altogether ca 760 000 m^3 was extracted here.

In recent years companies have become to take an interest in the underwater sand deposits from which sand can be extracted by special-purposed vessels. Thus, two underwater sand deposits have been accounted in the State Register of Mineral Reserves.

Naissaar building sand deposit is located in the area of the Naissaar bank. The

Olulisemaid kruusamaardlaid on Tallinna lähistel kaks – Seli liiva- ja kruusamaardla ning Suuresöödi kruusamaardla.

Seli liiva- ja kruusamaardla asub Rae vallas Vaida–Pajupea tee ääres Andi–Igavere otsamoreenseljandikul. Kasuliku kihi moodustab kruus ja paiguti selle all leviv eriteraline liiv vähese kruusaga (joonis 3). Kruusakihi paksus on kuni 10 m, terasuuruse järgi on maavaras kruusa ja liiva umbes pooleks (kruusa 47,5%, liiva 47,7%, savi- ja tolmuosakesi 4,8%, peensusmoodul on 2,3). Kruus sobib purustatult ehitussegudesse ja teedeehituseks, liiv rikastatult ehitussegudesse. Geoloogiliste tingimuste põhjal võiks maardlal olla laienemise võimalusi põhja suunas. 2007. a kaevandas ehitusmaterjalide tootmisega tegelev AS Kiviluks 111 000 m^3 ehituskruusa.

Joonis 3. Kruusa-liiva setted Seli maardlas.
Figure 3. Sand and gravel in Seli deposit. Photo: K. Ploom.

Suuresöödi kruusamaardla asub Seli maardlast veidi kagu pool otsamoreenseljandikul. Kasulikuks kihiks on kruus paksusega 1,5–5,1 m. Kruusa lõimise koostises on veeriseid ja munakaid 7,1%, kruusa 41,8%, liiva 45,7% ning savi- ja tolmuosakesi 5,4%, peensusmoodul on 2,3.

Perspektiivne on veel Seli maardlast põhja poole jääv ***Kulli liiva ja kruusa leiukoht,*** mis paikneb 7 km pikkusel glatsiofluviaalsel ahelikul. Perspektiivala suurus on 295 ha ja vallide kõrgus 2 m. Kasulik kiht koosneb üksikute veeristega kruusliivast.

Turvas

Turba omadused ja kasutusala on otseses sõltuvuses selle lagunemisastmest. Seetõttu on ka turbavaru jagatud kaheks: vähe lagunenud turvas (rabaturvas)

heterogranular building sand is 0.3–3.8 m thick. In 2007 sand was not extracted from the deposit.

Prangli building sand deposit is located in shallow sea in depth interval 3–20 m near the southern coast of the island. The sand is poor in organic matter, the share of clay and silt particles is small and has accumulated by contemporary marine processes. The sand bed is 0.2–2.8 m thick. Fineness modulus of sand is average 1.8. The deposit can be extended to south- and eastwards. The extracted sand is gradually replaced by new material carried from the north along the coastline of the island.

In the environs of Tallinn there are two major gravel deposits – Seli sand and gravel deposit and Suuresöödi gravel deposit.

Seli sand and gravel deposit is located in Rae Commune, by the side of Vaida–Pajupea Road, on the Andi–Igavere end moraine ridge. The productive bed comprises gravel and in places the underlying heterogranular sand with some gravel (Figure 3). The gravel bed is up to 10 m thick, comprising 47.5% of gravel, 47.7% of sand and 4.8% of clay and silt particles, its fineness modulus is 2.3. Crushed gravel can be used in construction and road building, separated sand – in various construction mixtures.

Considering the geological setting, the deposit could be extended in the northern direction. In 2007 Kiviluks Ltd. which is engaged in production of building materials extracted 111 000 m^3 of building gravel.

Suuresöödi gravel deposit is located somewhat southeastward of the Seli deposit on an end moraine ridge. The productive bed is formed of gravel 1.5–5.1 m thick which contains 7.1% of cobbles and boulders, 41.8% of gravel, 45.7% of sand and 5.4% of clay and silt particles, fineness modulus is 2.3. The most promising is ***Kulli sand and gravel occurrence*** which is situated north of the existing Seli deposit and is related to the sediments of a 7 km long glaciofluvial radial ridge. The perspective area covers 295 hectares and the ridges are 2 m high. The productive bed consists of gravelly sand with few cobbles.

Peat

The properties and application field depend on its degree of humification. Therefore peat reserves are divided into poorly humified peat (highmoore peat) with degree of humification 5–25%, and well humified peat – with degree of humification over 25%. The latter comprises fen peat and mesotrophic peat, but also some highmoor peat. Poorly humified peat is used as litter and in horticulture, and well humified peat – mostly for heating and as fertilizer. In recent year also alternative field for using peat have become topical, e.g. balneology, peat textiles, peat filters, clean water reservoirs, places for educating and touring.

In the surroundings of Tallinn there are about ten peat deposits, the first four of these are located directly near the town border.

Harku peat deposit is located 2 km south of Lake Harku at the town border. The poorly humified peat is average 1.4 m thick, its ash content is 1.7% and pH 2,8. The well humified peat is average 1.2 m thick, its ash content is 8.25% and pH 4.3. For environmental protection reasons this deposit is not presently operated.

Pääsküla peat deposit (Figure 4) is situated 7 km southwest of town centre. Part

– lagunemisastmega 5–25%, ja hästi lagunenud turvas – lagunemisastmega >25%, mis lisaks madalsoo- ja siirdesooturbale sisaldab ka osa rabaturbast. Vähe lagunenud turvas on kasutusel alus- ja aiandusturbana, hästi lagunenud turvas aga peamiselt kütte- ja väetusturbana. Viimasel ajal on esile kerkinud ka alternatiivseid turba kasutusalasid – balneoloogia, turbatekstiil, turbafiltrid, turvas puhta vee reservuaarina ning õppe- ja ekskursiooniobjektina.

Tallinna lähiümbruses on kümmekond turbamaardlat, neist neli esimest jäävad vahetult linna piirile:

Harku turbamaardla asub Harku järvest 2 km lõunas ning jääb Tallinna linna piirile. Turbalasundi keskmine paksus on seal 2,5 m ringis. Vähe lagunenud ja hästi lagunenud turvast on enam-vähem võrdses koguses. Vähe lagunenud turba keskmine paksus on 1,4 m, tuhasus 1,7%, pH 2,8. Hästi lagunenud turbakihi keskmine paksus on 1,2 m, tuhasus 8,25% ja pH 4,3. Keskkonnakaitselistel kaalutlustel seda maardlat tänapäeval ei kasutata.

Pääsküla turbamaardla (joonis 4) asub Tallinna südalinnast 7 km edela pool. Osa tööstuslasundist on ammendatud. Kaevandatakse väikeses koguses vähe lagunenud turvast, mille keskmine paksus on 1,2 m. Hästi lagunenud turbakihi keskmine paksus leiukohas on 2,1 m ja turbakihi all leiduval järvemudal 0,7 m.

Rae turbamaardla (joonis 5) asub Rae vallas Ülemiste järve ja Lagedi raudteejaama vahelisel alal. Turvast toodetakse maardla idapoolses osas. Maavara moodustab 0,5–5,0 m paksune vähe lagunenud ja 0,3–3 m paksune hästi lagunenud turba kiht. Turba all lasub kuni 1 m paksune järvemudakiht. Kaevandatakse nii hästi lagunenud kui ka vähe lagunenud turvast.

Valdeku turbamaardla asub linna vahetus läheduses. Vähe lagunenud turbakihi keskmine paksus on 2,4 m, hästi lagunenud kihil 1,0 m. Turba all lasub kuni 1 m paksune järvemudakiht. Kaevandatakse nii hästi lagunenud kui ka vähe lagunenud turvast. Maardla on soovitav hoida huvilistele ekskursioonideks ja jõhvikate korjamiseks.

Jägala turbamaardla asub Jõelähtme vallas. Osa tööstusliku lasundi pinnast on kultuuristatud. Maavara moodustab hästi lagunenud turvas. Kütteturbaks sobiva turbakihi paksus on kuni 3,4 m, selle tuhasus on 8,6% ja pH 5,0. Kohati on turba all kuni 1,3 m paksune järvelubja kiht.

Kostivere turbamaardla asub Jõelähtme vallas. Vähe lagunenud turvas sobib aiandusturbaks, hästi lagunenud turvas – kütteturbaks. Maardu tootmisalal on vähe lagunenud turba tuhasus 2,9%. Hästi lagunenud turba põlemissoojus on 10,7 mJ/kg ja tuhasus 5,0%. Kaevandamist ei toimu.

Kurna turbamaardla asub Kiili vallas. Vähe lagunenud turvas kõlbab aiandusturbaks, hästi lagunenud turvas kütteturbaks. Vähe lagunenud turbakihi paksus on 1,1 m, tuhasus 14,9% ja pH 2,8 ning kuni 2,2 m paksuse hästi lagunenud turbakihi tuhasus 7,7% ja pH 4,7. Kaevandamist ei toimu.

Peningi turbamaardla asub Raasiku asulast 700 m lõuna pool. Turvast toodetakse Peningi ja Seli II tootmisalal. 2007. a kaevandas AS Ahtol 2900 tonni hästi lagunenud turvast kütteturbaks ja 11 900 tonni vähe lagunenud turvast aiandusturbaks. Vähe lagunenud turbakihi keskmine paksus on 1,4 m ja tuhasus 2,2% ning keskmiselt 2,0 m paksuse hästi lagunenud turbakihi tuhasus on 7,8%.

Saku turbamaardla asub Sakust 11 km lõuna pool. Osa tööstuslasundist on

Joonis 4. Väetusturba pätsid Pääsküla rabas.
Figure 4. Fertiliser sod peat in Pääsküla Mire. Photo: R. Ramst.

of the productive bed has been exhausted. In 2007 Corpus R&R LLC. extracted 2000 tonnes of poorly humified peat, average thickness of which is 1.2 m. The well humified peat is average 2.1 and lake mud – 0.7 m thick.

Rae peat deposit (Figure 5) is located in Rae Commune between Lake Ülemiste and Lagedi railway station. The peat is produced in the deposit's eastern part. The mineral resource is represented by 0.5–5.0 m thick poorly humified and 0.3–3 m thick well humified peat. The peat is underlain by up to 1 m thick layer of lake mud. In 2007 Ahtol Ltd. produced 4500 tonnes of well humified and 4500 tonnes of poorly humified peat.

Valdeku peat deposit is situated in the immediate vicinity of Tallinn. The poorly humified peat is average 2.4 m thick and well humified peat average 1.0 m thick. It is recommended to keep the mire in natural state as suburban mire as a destination for excursions and cranberry picking for urban population.

Jägala peat deposit is located in Jõelähtme Commune. Part of its commercial bed has been reclaimed. The mineral resource is represented by well humified peat. The thickness of the bed suitable for fuel peat reaches 3.4 m, its ash content is 8.6% and pH 5.0. In places the peat is underlain by lacustrine lime up to 1.3 m thick.

Kostivere peat deposit is located in Jõelähtme Commune. Poorly humified peat is suitable for using in horticulture, well humified – for fuel peat. In the Maardu production field the ash content of poorly humified peat is 2.9%. The heat of combustion of well humified peat is 10.7 mJ/kg and ash content 5.0%. The deposit is not currently operated.

ammendatud ning osa kultuuristatud. Vähe lagunenud turba keskmine paksus on 1,9 m, hästi lagunenud turbal 1,5 m. Soovitav on soo jätta looduslikku seisundisse.

Vaela turbamaardla asub Vaelast 0,6 km lääne pool. Vähe lagunenud turbakihi keskmine paksus on 1,2 m, tuhasus 1,5%, pH 3,0. Hästi lagunenud turba keskmine paksus on 1,6 m, tuhasus 11,2%, pH 5,1. Peamiselt kütte- ja väetusturbast koosneva tööstuslasundi pindalast moodustavad suure osa mahajäetud kaeveväljad. Vaela soo on soovitav jätta looduslikku seisundisse linnalähedase rabana, kus kasvab palju jõhvikaid.

Vääna turbamaardlas on vähe lagunenud turbakihi keskmine paksus 1,6 m, tuhasus 2,7%, pH 3,3. Hästi lagunenud turvast on samuti keskmiselt 1,6 m, tuhasusega 7,0% ja pH 5,3. AS Farve kaevandas 2007. aastal 5500 tonni vähe lagunenud turvast.

Peale nimetatud maavarade on Tallinna ümbruses leitud ka järvemuda ja rauapigmenti ning Soome lahe saartel registreeritud loodusliku gaasi ilminguid, kuid laialdasemat majanduslikku huvi need ei paku.

Järvemuda

Järvemuda ehk sapropeel on mageveelises veekogus kuhjunud kolloidse struktuuriga sete, mis sisaldab terrigeense ja biokeemilise päritoluga karbonaatset materjali ning mille kuivainest vähemalt 15% moodustab orgaaniline aine. Leidub nii valget, halli, pruuni kui ka musta sapropeeli. Järvemuda on võimalik kasutada põllumajanduses väetiste valmistamiseks ja loomasöödaks, keemiatööstuses ja meditsiinilistel eesmärkidel. Tallinna lähistelt on järvemuda teada Maardu järvest ning turbalasundi all paiknevana Rael, Peningis, Pääskülas.

Peningi järvemuda leiukohas on turba alla jääva järvemudalasundi aktiivne reservvaru 35 000 tonni 23,05 hektaril ja järvelubja aktiivne reservvaru on 1 665 000 tonni 179,07 hektaril.

Rae järvemuda leiukoha turbamaardla alla jääva järvemuda passiivse reservvaru suuruseks on 123 hektaril ja 0,6 m keskmise paksuse juures hinnatud 200 000 tonni.

Limu järvemuda leiukoht asub 4,5 km Vaskjala külast kagu pool ning on seotud Limu järve ja seda ümbritseva sooga. Sapropeelilasund on levinud kogu järve ulatuses (15,6 ha) ning 67,2 ha suurusel alal turbalasundi all. Tänapäevase järve piires on järvemudalasundi keskmine paksus 2,6 m. Järvemuda tuhasus on 20,2%. Väljaspool järve on õõtsiku ja turba all oleva sapropeelilasundi keskmine paksus 1,1 m. Limu järvemuda pakub tööstuslikku huvi kompleksväetiste, bioloogiliselt aktiivsete ainete ja aminohapete tootmise allikana.

Maardu järvemuda leiukoht on seotud Maardu järve ja seda ümbritseva sooga. Kuni 5,9 m paksune järvemudakiht hakkas moodustuma pärast Maardu järve eraldumist Joldiamerest. Tänapäevase järve piires on järvemudalasundi pindala 168,0 ha ja lasundi keskmine paksus 3,1 m. Maardu järvemuda sobib kompleksväetiste tootmiseks.

1976. aastal uuriti järvemuda sobivust põllumajanduse ja ravi otstarbeks ka Harku ja Ülemiste järves. Mõlema muda leiti sobiv olevat nii põldude väetamiseks kui ravimudaks. Keskkonnakaitselised kaalutlused ja linnasisene asukoht välistavad tänapäeval nende kasutuselevõtu.

Joonis 5. Turba freesväli Rae rabas.
Figure 5. Milled peat field in Rae Mire. Photo: R. Ramst.

Kurna peat deposit is located in Kiili Commune. Poorly humified peat is suitable for using in horticulture, well humified – for fuel peat. The poorly humified peat is 1.1 m thick, its ash content is 14.9% and pH 2.8; well humified peat is up to 2.2 m thick, its ash content is 7.7% and pH 4.7. The deposit is not currently operated.

Peningi peat deposit is located 700 m south of Raasiku settlement. The peat is extracted in Peningi and Seli II production areas. In 2007 Ahtol Ltd. produced 2900 tonnes of well humified peat for fuel peat and 11900 tonnes of poorly humified peat for using in horticulture. The poorly humified peat is average 1.4 m thick and ash content 2.2%; well humified peat is average 2.0 m thick with ash content 7.8%.

Saku peat deposit is located 11 km south of Saku. The productive bed has been partly exhausted and partly reclaimed. The poorly humified peat is average 1.9 m thick and well humified peat average 1.5 m thick. It is recommended to preserve the mire in natural state.

Vaela peat deposit is located 0.6 km west of Vaela. The poorly humified peat is average 1.2 m thick, its ash content is 1.5% and pH 3.0, well humified peat is average 1.6 m thick, with ash content 11.2% and pH 5.1. The productive bed is suitable mostly for fuel peat and peat fertilisers. Most of its area is covered by abandoned production fields. It is recommended to keep the mire in natural state as suburban mire.

In ***Vääna peat deposit*** the poorly humified peat is average 1.6 m thick, with as content 2.7% and pH 3.3; well humified peat is average 1.6 m thick with ash content 7.0% and pH 5.3. In 2007 AS Farve produced 5500 tonnes of poorly humified peat.

Rauapigment

Sõltuvalt koostisest jagatakse looduslikud rauapigmendid ookriks, rauamennikuks, umbraks, muumiaks ja sieenaks. Kõik need koosnavad põhiliselt götiidist, hematiidist ja maghemiidist ehk mitmesugustest raudoksiididest ja -hüdroksiididest. Ooker on kollane ja rauamineraalidest valdab selles götiit. Umbra on kollakaspruun, pruuni värvi tingib MnO sisaldus. Muumia ja rauamennik on punased, Fe_2O_3 sisaldus on neis 25–55%, tähtis osa koostises on hematiidil. Rauapigmendid on seotud pinnakatte setetega ja neid võiks kasutada värvitööstuses. Levik on ulatuslikum Kesk- ja Lõuna-Eestis, kuid päris ilma pole ka Põhja-Eesti ja Tallinna ümbrus. Käesoleval ajal Eesti värvitööstus omamaiseid värvipigmente ei kasuta. Tallinnale lähim rauapigmendi leiukoht asub Maardus ***Kroodi oru vasakul kaldal***, kus 5,3 ha suurusel alal levib 0,1–0,25 m paksune rauamullakiht mereliivas. Lillaka varjundiga pruunikaspunases rauamullas on Fe_2O_3 keskmine sisaldus 52,04% ja kasuliku materjali maht 10 364,6 m^3.

Looduslik gaas

Loodusliku gaasi ilminguid Eestis on täheldatud enam kui 20 paigas, põhiliselt Soome lahe saartel ja rannikuäärses Põhja-Eestis. Enamikel juhtudel on tegemist põleva gaasi metaaniga, harva lämmastikgaasiga. Gaasid on lokaliseerunud suuremalt jaolt Kvaternaari setetes, harvem Kambriumi–Vendi setendeis. Mitmed gaasipursked ja -ilmingud on seotud Tallinna lähiümbrusega – Prangli, Keri ja Aksi saarega ning Kopli poolsaarega.

Keri saarel pandi esimesena maailmas maagaasil tööle majakas pärast 1902. aastal toimunud gaasipurset, mis tekkis kaevu puurimisel. Süsteem töötas kuni 1912. aastani, mil see pärast eriti tugevaid gaasipurskeid läks rivist välja.

Prangli saarel avastati maagaas 1924. aastal naftaotsingute käigus. Gaas, mis koosnes peamiselt metaanist, purskas kvaternaariaegse savi vahelistest liivadest 25–50 m sügavuselt. Puurmeistri andmeil oli gaasikogus suur – 700–18 000 m^3/h. Neid andmeid peetakse kõvasti liialdatuiks. Aastail 1946–1960 puuriti Pranglil veel kuus puurauku. Kui enamikus puuraukudes oli tegemist metaangaasiga, siis kahest puuraugust eraldus Kvaternaari setetest metaan-lämmastikgaas, Vendi liivakividest aga ainult lämmastikgaas. Tehti kindlaks neli gaasi levikutaset ja nende läätseline olemus, kusjuures gaasirikkam on Prangli saare keskosa. Gaasi deebit oli tasemeti erinev – 50–450 m^3/h. Perspektiivsemaks osutus 62–68 m sügavusel paiknev gaasi levikutase, mille varuks arvutati 2 260 000–7 215 000 m^3. Kahest puuraugust eraldub veel tänapäevalgi vähesel hulgal gaasi.

Kasulikku lugemisvara

Eesti Vabariigi 2007. aasta maavaravarude koondbilansid (seisuga 31.12. 2007. a.), 2008.

Morgen, E. 2005. Tallinna, Pärnu, Rakvere, Rakke ümbruse maavarade ülevaatekaardid ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Morgen, E. 2007. Harjumaa, Läänemaa, Raplamaa ning Lääne-Virumaa Vihula ja Kadrina valla maavarade ülevaatekaart ja seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Niin, M., Rammo, M. & Saadre, T. 2008. Eesti maavarade kaart. Diktüoneeemakilt (graptoliitargilliit). Mõõtkava 1: 400 000 (1: 200 000). Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Lake mud

Lake mud (sapropel) is a colloidal sediment accumulated in a freshwater body of water and containing carbonate material of terrigenous and biochemical origin, whereas at least 15% of its dry substance is organic matter. There is white, grey, brown and black sapropel. Sapropel can be used formaking fertilizers and forage in agriculture, as well as for medical purposes. In the environmental register there are no sapropel deposits situated in or near Tallinn, but there are some sapropel occurrences and it is also found as an accompanying mineral resource in Rae, Peningi and Pääsküla peat deposits.

In ***Peningi sapropel occurrence*** the mineable inferred reserves of sapropel underlying the peat deposit amount to 35 000 tonnes on 23.05 hectares and of lake lime – 1 665 000 tonnes on 179.07 hectares.

In ***Rae sapropel occurrence*** the submarginal inferred reserves of sapropel (average thickness of bed 0.6 m) underlying the peat deposit amount to 200 000 tonnes on 123 hectares.

Limu sapropel occurrence is situated 4.5 km southeast of Vaskjala settlement and is related to Lake Limu and mire surrounding the lake. The sapropel bed spreads on the whole territory of the lake (15.6 hectares) and on 67.2 hectares under the peat bed.

Within the present-day lake the sapropel bed is average 2.6 m thick, its ash content is 20.2%. Outside the lake the sapropel bed is average 1.1 m thick. The sapropel of Lake Limu is of commercial interest as a raw material for producing complex fertilizers, biologically active substances and amino acids.

Maardu sapropel occurrence is related to Lake Maardu and surrounding mire. The sapropel bed is up to 5.9 m thick and began to form after Lake Maardu separated from the Yoldia Sea. Within the boundaries of the present lake the sapropel bed occurs on 168 hectares and its average thickness is 3.1 m. The sapropel of Lake Maardu is suitable for making complex fertilizers.

In 1976 were carried out investigations of suitability of sapropel for using in agriculture and medical purposes also in lakes Harku and Ülemiste. In both cases the sapropel was found to be suitable for fertilizing and curative purposes. However, due to their location on the territory of town and environmental protection aspects presently exclude their use.

Iron pigment

Depending on composition natural iron pigments are divided into ochre, ruddle, umber, stone red and burnt sienna. All of them are composed mainly of goethite, hematite and maghemite, i.e. several iron oxides and hydroxides. Ochre is yellow and dominating iron mineral is goethite. Umber is yellowish-brown, such colour is due to presence of MnO. Stone red and ruddle are red, they contain 25–55% of Fe_2O_3, hematite plays an important role. Iron pigments are related to the Quaternary deposits. They spread mostly in central and southern Estonia, but sometimes occur also in northern Estonia and near Tallinn. Presently in Estonia local pigments are not used for making paints.

Kroodi iron pigment occurrence is located northwest of Maardu town, on the left bank of Kroodi valley on 5.3 hectares. The commercial bed is 0.1–0.25 m

Niin, M., Rammo, M. & Saadre, T. 2008. Eesti maavarade kaart. Potentsiaalsed maavarad ja maavarade ilmingud. Mõõtkava 1: 400 000 (1: 200 000). Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Orru, M., Allikvee, H. & Veldre, M. 1981. Harju rajooni turbamaardlate otsingulis-uuringuliste tööde aruanne. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Orru, M. 1995. Eesti turbasood. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 240 lk.

Raudsep, R., Räägel, V., Savitskaja, L., Orru, M. & Kattai, V. 1993. Eesti maapõuerikkusi. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 64 lk.

Saadre, T. & Rammo, M. 2004. Eesti aluspõhja maavarade kaart 1:400 000. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Saadre, T., Rammo, M. & Niin, M. 2005. Eesti pinnakatte maavarade kaart. Kruus, liiv, savi. Mõõtkava 1: 200 000. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Saadre, T., Rammo, M. & Niin, M. 2006. Eesti pinnakatte maavarade kaart. Turvas, järvelubi, järvemuda, meremuda. Mõõtkava 1: 400 000 (1: 200 000). Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Sinisalu, R. 1976. Ülemiste, Harku ja Kahala järvede sapropeelide eeluuring põllumajanduse ja ravi tarbeks. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Suuroja, K. 1997. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Tallinn, Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K. & Vahtra, T. 2002. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkavas 1: 50 000). 6343 Maardu. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K. & Vahtra, T. 2002. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkavas 1: 50 000). 7321 Prangli. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Suuroja, K., All, T., Kõiv, M., Mardim, T., Morgen, E., Ploom, K. & Vahtra, T. 2003. Baaskaardi Tallinna (6334) ja Rohuneeme (7312) lehe geoloogilis-geofüüsikalise kaardikomplekti koostamine ja digitaalse andmebaasi loomine. Aruanne. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

thick earth pigment in marine sand. The pigment is brownish-red with purplish shade and contains average 52.04%of Fe_2O_3. Total volume of useful material amounts to 10 364.6 m^3.

Natural gas

The natural gas occurrence have been observed in more than 20 locations in Estonia, mostly on the islands in the Gulf of Finland and on the northern coast. In most cases this has been methane, less commonly nitrogen gas. The gas occurrences are localised mostly in the Quaternary deposits, sometimes also in the Cambrian–Vendian sedimentary rocks. Several gas eruptions and evidence have taken place in the nearest environs of Tallinn – Prangli, Keri and Aksi Islands and Kopli Peninsula.

The world's first beacon using gas was introduced on **Keri Island** in 1902 after the gas eruption in the process of drilling of a well. The system operated until 1912 when a series of strong gas eruptions incapacitated the new system.

On **Prangli Island** the gas occurrences were recorded in 1924 in the process of oil exploration. The gas (mainly methane) emitted from the sand bed between Quaternary clay at a depth of 25–50 m. According to the description of the drilling operator the volume of gas amounted to 700–18 000 m^3/h, but these amounts are considered exaggeration. In 1946–1960 another six drillholes were made on the island. Mostly the gas was methane, but from two drillholes from the Quaternary deposits methane-nitrogen mixture emitted, and from the Vendian sandstones – only nitrogen. Four levels of gas distribution were determined. The investigations showed that the gas occurs as lenses, whereas more occurrences were found in the central part of Prangli. The gas yield varied from 50–450 m^3/h. The gas level at a depth of 62–68 m was considered the most promising and its reserves were calculated to amount from 2 260 000 to 7 215 000 m^3. Even today from two drillholes small amount of gas is emitted.

Tabel 1

Tallinna lähiümbruse maardlate bilansiline varu.

Eesti Vabariigi 2007. aasta maavaravarude koondbilansid (seisuga 31.12.2007. a)

Maardla nimi	Maavara	Maardla pindala, ha	Varu (tuhat t; tuhat m³)			
			tarbevaru		reservvaru	
			aktiivne	passiivne	aktiivne	passiivne
Graniit			tuhat m³			
Maardu	kristalne ehituskivi	1915,48	1 245 062,0	1 723 932,0		
Sinisavi			tuhat m³			
Kallavere	keraamiline savi	35,7	1320		6596,9	
Fosforiit			tuhat m³			
Tsitre	fosforiit	1105,65				41 982,0
Lubjakivi			tuhat m³			
Jägala	ehituslubjakivi	88,67	3028,0		4319	
Harku	ehituslubjakivi	1145,18	10 217,6	1201,0	67 659,0	5361,0
Maardu	ehituslubjakivi	1069,14	1326,3	44 434,0		
Väo	ehituslubjakivi	328,29	12 440,1	7678,0		
Liiv ja kruus			tuhat m³			
Naissaare	ehitusliiv	219,72	6745,9			
Prangli	ehitusliiv	50,34	61,0			
Seli	ehitusliiv	22,34	217,5			
	ehituskruus		228,4			
	täiteliiv		128,0			
Suuresöödi	ehituskruus	3,48	155,0			
Tallinn-Saku	ehitusliiv	1076,19	40 044,6	77 015,0	5570,0	14 185,0
	täiteliiv		404,0			
Turvas			tuhat t			
Harku	vähe lagunenud	214,15			166,0	
	hästi lagunenud		67,0	4,0	420,0	
Jägala	hästi lagunenud	367,93			971,0	218,0
Kostivere	vähe lagunenud	1151,47	97,0		384,0	196,0
	hästi lagunenud		121,0		2339,0	3179,0
Kurna	vähe lagunenud	186,20			26,0	
	hästi lagunenud				533,0	286,0
Peningi	vähe lagunenud	4949,87	484,0	35,0	419,0	
	hästi lagunenud		2473,3	154,0	14 250,0	9937,0
	järvemuda väetiseks				35,0	
	järvelubi				1665,0	
Pääsküla	vähe lagunenud	692,03	81,5		181,0	
	hästi lagunenud			166,0		
	järvemuda põlluväetiseks				81,0	
Rae	vähe lagunenud	755,30	790,2	316,0		
	hästi lagunenud		1399,7	752,0		
	järvemuda põlluväetiseks					200,0
Saku	vähe lagunenud	619,66			339,0	
	hästi lagunenud				1298,0	1098,0
Vaela	vähe lagunenud	172,77			82,0	
	hästi lagunenud				385,0	182,0
Valdeku	vähe lagunenud	645,45			1168,0	72,0
	hästi lagunenud				1114,0	175,0
Vääna	vähe lagunenud	206,81	11,7		14,0	
	hästi lagunenud			200,0		516,0

Table 1

Balance reserves of minerals in the environs of Tallinn

Composite balance of mineral reserves of the Republic of Estonia in 2007 (as of 31 December 2007), 2008

Name of deposit	Mineral	Area of deposit, hectares	Reserves (thousand tonnes; thousand m³)			
			Proved reserves		Inferred reserves	
			minable	submarginal	minable	submarginal
Granite			thousand m³			
Maardu	Crystalline building stone	1915,48	1 245 062,0	1 723 932,0		
Blue clay			thousand m³			
Kallavere	Clay for ceramic industry	35,7	1320		6596,9	
Phosphorite			thousand m³			
Tsitre	Phosphorite	1105,65				41 982,0
Limestone			thousand m³			
Jägala	Building limestone	88,67	3028,0		4319	
Harku	Building limestone	1145,18	10 217,6	1201,0	67 659,0	5361,0
Maardu	Building limestone	1069,14	1326,3	44 434,0		
Väo	Building limestone	328,29	12 440,1	7678,0		
Sand and gravel			thousand m³			
Naissaare	Building sand	219,72	6745,9			
Prangli	Building sand	50,34	61,0			
Seli	Building sand	22,34	217,5			
	Building gravel		228,4			
	Fill sand		128,0			
Suuresöödi	Building gravel	3,48	155,0			
Tallinn-Saku	Building sand	1076,19	40 044,6	77 015,0	5570,0	14 185,0
	Fill sand		404,0			
Peat			thousand t			
Harku	Poorly humified	214,15			166,0	
	Well humified		67,0	4,0	420,0	
Jägala	Well humified	367,93			971,0	218,0
Kostivere	Poorly humified	1151,47	97,0		384,0	196,0
	Well humified		121,0		2339,0	3179,0
Kurna	Poorly humified	186,20			26,0	
	Well humified				533,0	286,0
Peningi	Poorly humified	4949,87	484,0	35,0	419,0	
	Well humified		2473,3	154,0	14 250,0	9937,0
	Sapropel for fertilizing				35,0	
	Lake lime				1665,0	
Pääsküla	Poorly humified	692,03	81,5		181,0	
	Well humified			166,0		
	Sapropel for fertilizing				81,0	
Rae	Poorly humified	755,30	790,2	316,0		
	Well humified		1399,7	752,0		
	Sapropel for fertilizing					200,0
Saku	Poorly humified	619,66			339,0	
	Well humified				1298,0	1098,0
Vaela	Poorly humified	172,77			82,0	
	Well humified				385,0	182,0
Valdeku	Poorly humified	645,45			1168,0	72,0
	Well humified				1114,0	175,0
Vääna	Poorly humified	206,81	11,7		14,0	
	Well humified			200,0		516,0

Paekivi ehituskivina

Helle Perens

Tallinna on raske ette kujutada ilma paese vanalinnata. Linn tänapäevastes piirides pole aga enam see, mis 13. sajandi alguses, kui algas paeehitiste rajamine. Paekasutuse kestus ja paekäsitlus on seetõttu kesklinnas ja äärelinnas erinevad. Kesklinn annab meile ettekujutuse vanemast paekasutusest, äärelinn kaasaegsemast.

Paekasutus kesklinnas

Kesklinna tuumikuks on vanalinn. Muinasajast kuni 19. sajandi keskpaigani oli suurem osa Tallinna majanduslikust, poliitilisest, kultuuri- ja usuelust koondunud tänapäevase vanalinna alale. Tallinna paekasutuslugu sellel pikal ajajärgul seostubki suuresti vanalinnaga.

Toompea paeehitised

Vanalinna piires leidub paekivi murdmissügavuses vaid Toompea saarkõrgendikul (joonis 1). Toompeal hakati paekivi ehituseks murdma tõenäoselt juba muinasajal, kui 11. sajandi keskpaigas rajati siia eestlaste linnus. 47 meetri kõrguseni küündiv paene kõrgendik, kus paljandub Lasnamäe ehituslubjakivilasundi alumine pool, oli sobiv koht ehituspae murdmiseks. 1219. aastal Toompea vallutanud taanlased küll kindlustusid seal, kuid kivilinnuse ja -kiriku ehitamiseni jõuti alles kümmekond aastat hiljem, kui Põhja-Eestist sai Mõõgavendade Ordu valdus. Pärast Jüriöö ülestõusu, kui Tallinn oli loovutatud Liivi Ordule, asuti linnuse põhjalikule ümberehitamisele.

Joonis 1. Vaade Toompea klindisaarele.
Figure 1. The view to Toompea. Photo: G. Baranov.

Carbonate rocks as building stone

Helle Perens

Ancient limestone buildings of Old Tallinn are one of its trademarks. The town in its present-day boundaries, however, is quite different from that at the beginning of the 13th century when buildings were made of limestone. The duration of and approach to the use of carbonate rocks as building stone are therefore different in downtown and the outskirts of Tallinn: the former characterises older and the latter modern approach.

Limestone buildings in central Tallinn

Old town forms the core of downtown. From ancient times up to the mid-19th century most of the economical, political, cultural and religious life had concentrated namely in this area. And the utilization of limestone, too, in this long period is mostly related to Old town.

Limestone buildings in Toompea

Within the Old town only on the Toompea Klint Island the limestone occurs at a depth where it is accessible for extracting (Figure 1). Cutting of flagstone for construction purposes in all likelihood began already in remote antiquity, when in the mid-11th century Estonians established a stronghold. An elevation reaching up to 47 m above sea level where the lower part of the Lasnamägi building limestone is exposed was and excellent place for extracting limestone. The Danes conquered the Toompea Hill in 1219, but a flagstone citadel and church were built only in 1229 during the reign of the Order of the Brothers of Sword. After the Jüriöö Uprising (1343) Tallinn was conceded to the Livonian Order and in 1346 the thorough reconstruction of the stronghold was started.

At first the flagstone for building the walls and towers was taken from the local quarries in Toompea, which can be partly seen in the cellar of the Dome Church (*Toomkirik*). The quarry in the cliff between Pikk Jalg Street and Maiden Tower (*Neitsitorn*) was abandoned at the end of the 14th century. The building stone needed was delivered from the quarries in Lasnamägi area, some of them belonged to the town and others to private persons. Presently fragments of the remains of the 13th century Dome Church can be viewed in the southern wall of the vestry, where side by side stand carved works made of local stone as well as of imported yellowish-grey dolostone. The latter is in all likelihood one of the oldest uses of imported flagstone, possibly a work made abroad and later transported to Tallinn. The apex stone from the choir (1st quarter of the 14th century) is probably the oldest carved work in Tallinn made of the Orgita dolostone. It is amazing that 700 years ago the stonemasons of Tallinn discovered the best stone for carving in Estonia 60 km south of Tallinn.

The present-day Dome Church (Figure 2 and 3) has mostly preserved the general shape obtained in the result of extensive reconstruction in the 15th century. From that time originate also the majority of the internal carved works made of the Lasnamägi building limestone, as well as the mighty perspective portal from year 1465 at the southern side of the church.

Joonis 2. Toomkiriku Orgita dolomiidist raidaken, ennistatud 19. sajandil.

Figure 2. Window of the Dome Church made of Orgita dolostone. Renovated in the 19th century. Photo: H. Perens.

Müüride ja tornide ehitamiseks võetigi paekivi esialgu kohapealt, Toompea paemurdudest, mis on osaliselt praegugi nähtavad toomkiriku aluses keldris. Paemurd kaljuseinal Pikast jalast kuni Neitsitornini jäeti maha 14. sajandi lõpul. Lisa hakati tooma Lasnamäele ja Harku ümbrusesse rajatud paemurdudest. Toompeal oli võimalik murda Lasnamäe lademe paekivi *muldvalge* kihist kuni *põhjapunase* kihini. Lasnamäel murti ka *muldvalgest* kõrgemale jäävaid kihte. 13. sajandi toomkirikust on säilinud vaid fragmente käärkambri lõunaseinas, kus on kõrvuti nii kohalikust kivist kui ka Tallinnale võõrast kollakashallist dolomiidist raidtöid. Ilmselt on tegu ühe vanema võõrpae kasutusnäitega Tallinnas, võimalik et välismaalt toodud valmisdetailidega. 14. sajandi esimesest veerandist säilinud kooriruumi päiskivi näol on aga tõenäoliselt tegemist Tallinna vanima Orgita dolomiidist raidtööga. Jääb vaid imestada vanade kiviraidurite tarkust ja oskust avastada juba 700 aastat tagasi Tallinna jaoks Eesti parim raidpaeliik 60 km Tallinnast lõuna pool.

Tänapäevane toomkirik (joonis 2, 3) on põhijoontes säilitanud 15. sajandi suure ümberehituse käigus saanud üldkuju. Sellest ajast on pärit ka suur osa Lasnamäe ehituskivist sisemisi raidtöid, samuti 1465. aastal valminud kiriku lõunakülje võimas perspektiivportaal.

Joonis 3. Tänapäevane toomkirik.

Figure 3. Dome Church nowadays. Photo: H. Perens.

Toomkirikus on rikkalikult säilinud veel erineva vanusega hauaplaate ja monumente. Vanim pärineb 1372. aastast ning on valmistatud Lasnamäe ehituslubjakivist nagu 15. sajandi omadki.

Toomkiriku kõige küpsemaks ja stiilsemaks renessansskunsti näiteks peetakse meister Arent Passeri 1595. aastal Orgita dolomiidist valmistatud Pontus de la Gardie sarkofaagi. Sama meistri tehtud sarkofaage on kirikus teisigi ja peaaegu kõik need meistriteosed on valmistatud ühtlasest

Joonis 4. Keskaegse ordulinnuse Lasnamäe lubjakivist raidtöö Riigikoguhoones.

Figure 4. Carved work of made of the Lasnamägi limestone from a medieval order castle in the wall of the Estonian Parliament (Riigikogu) building. Photo: H. Perens.

In the Dome Church have preserved many tombstones and monuments, the oldest of which originates from year 1372 and is made of the Lasnamägi building stone like those made in the 15th century.

The sarcophagus of Pontus de la Gardie made of Orgita dolostone by stonemason Arent Passer in 1595 is considered the most artistic and stylish example of Renaissance monument in the Dome Church. The same master has made more sarcophagi in Dome Church, almost all of them are made of the Orgita dolostone, the favourite material of Tallinn stonemasons in the 16th–17th centuries. Besides, two Baroque sarcophagi (O. R. Taube's and F. von Fersen's) are made of Orgita dolostone which is more suitable material for carving in this style than the Lasnamägi limestone.

In 1772 burying in the Dome Church was forbidden; nevertheless, in the 19th century A. J. von Krusenstern was buried there and his pseudo-Gothic tombstone, too, is made of the Orgita dolostone (made by J. G. Exner, 1848). The last burial in Dome Church (Guido Nikolai Georg von Maydell, passed away in Washington in 1934) is marked by a small plate on the wall of the Fersen Chapel. The plate is made of the Vasalemma "marble", one of the most favoured type of carbonate rocks during the first Estonian Republic.

During the construction of fortifications in the 15th–16th centuries, when the building limestone from Lasnamägi was used, also one of the symbols of Tallinn, the Tall Hermann, was completed.

Only few carved works of the order castle have preserved. Two soffit plates made of the Lasnamägi limestone from the 16th century depicting a thistle and grapevine can be seen in the wall of the lounge of the Parliament (Riigikogu) building (Figure 4).

In the middle of the 16th century after Tallinn has surrendered to the Swedes in 1561, a huge carved relief made of the Orgita dolostone and depicting the coat of arms of Sweden was placed on the wall of the Toompea stronghold. Presently it can be seen on the town wall in the back yard of the Maritime Museum (Figure 5). In 1583–1589, in the inner side of the western wall of Toompea stronghold was built a State Hall in Renaissance style, its assembly room was decorated with flagstone fireplaces and portals made with reliefs. In the construction of the State Hall constantly participated also Estonian stonemasons .

Besides the Dome Church and stronghold, only few Middle Age buildings have preserved in Toompea. There are some arched cellars which have been renovated into modern greenrooms, shops and restaurants. In the limestone walls of the

tihedast ja hästi töödeldavast Orgita dolomiidist, mis oli 16.–17. sajandil Tallinna kiviraidurite meelismaterjal. Ka kaks barokset sarkofaagi, O. R. Taube ja F. von Ferseni omad, on Orgita dolomiidist, mis on selles stiilis kivikäsitluse jaoks igati sobilikum materjal kui Lasnamäe lubjakivi.

Vaatamata sellele, et 1772. aastal kirikusse matmine keelati, maeti 19. sajandil toomkirikusse A. J. von Krusensterni põrm. Tema kõrgusse pürgiv pseudogooti stiilis hauatähis on samuti Orgita dolomiidist (meister J. G. Exner, 1848). Viimast matust toomkirikus tähistab 1934. aastal Washingtonis surnud Guido Nikolai Georg von Maydelli väike plaat Ferseni kabeli seinal, mis on juba Vasalemma "marmorist", ühest esimesel iseseisvusajal soositumast paeliigist. 15.–16. sajandi kindlustusehitiste püstitamise käigus, mil ehitusmaterjaliks oli Lasnamäelt murtud paekivi, valmis lõplikult ka üks Tallinna sümbolitest – Pikk Hermann.

Ordulinnuse raidtöid on vähe säilinud – vaid kaks Lasnamäe lubjakivist 16. sajandi alguse palendikivi, mis kujutavad ohakat ja viinapuud, on Riigikoguhoone jalutusruumi seina müüritud (joonis 4). 16. sajandi keskel, pärast Tallinna alistumist Rootsi võimule 1561. aastal, paigutati Toompea linnuse seinale suur Orgita dolomiidist raidreljeef Rootsi riigi vapiga, mis praegu on hoiul linnamüüril Meremuuseumi tagaõues (joonis 5). Pärast Liivi sõda (1558–1583) ehitati Toompea linnuse läänetiib ümber renessanss-stiilis riigisaalihooneks, mille ruumid olid kaunistatud paekivist raiutud ja reljeefidega kaetud kaminate ja portaalidega. Riigisaali ehitustöödel olid tegevad ka eesti soost kiviraidurid. Peale toomkiriku ja linnuse on Toompea keskaegsest hoonestusest vähe säilinud. Alles on küll mitme hoone võlvitud keldrid, mis on ümber ehitatud kaasaegseteks puhkeruumideks, kauplusteks, restoranideks. Keldrite paeseintes on näha huvitavaid nišše, astmelisi aknalaudu, ukseavasid, lavatseid, treppe jne. Mitmel pool on keldrite seintele kinnitatud ümbruskonnast leitud raidtööde katkeid, mis on Lasnamäe lubjakivist või Orgita dolomiidist.

Pärast 1684. aasta Toompea hiidtulekahju kasutati toomkiriku taastamisel ja ümberehitusel esmakordselt Kaarma dolomiiti. Sellest kivist reljeef "Maarja lapsega" on seal praegugi, ehkki ilmastikust räsitud. Rootsi–Vene suhete teravnemise tõttu alustati 17. sajandi lõpukümnetel suurte kindlustusehitiste rajamist Tallinna. Toompea nõlval valmis kaks uut bastioni: Ingeri bastion (Harjumägi) ja Rootsi bastion (Lindamägi), mille küljed olid kindlustatud kõrgete vertikaalsete paeseintega. Bastionide seintel võib näha ja tundma õppida Lasnamäe ehituslubjakivi erinevate kihtide struktuuri, tekstuuri, vastupidavust ilmastikule jm (joonis 6).

Põhjasõja-järgselt püstitati Toompeale linnaarhitekt J. Schultzi projekti järgi Eestimaa Kubermanguvalitsuse hoone. 20. sajandi olulisemaks ehitiseks Toompeal sai aga 1920.–1922. aastail arhitektide H. Johansoni ja E. Habermanni projekti järgi omaaegse konvendihoone asemele ehitatud Riigikoguhoone. Hoone sisekujunduses on paekivi näha keskaegsetes võlvitud keldrites ning paljudes Lasnamäe ehituslubjakivist treppides. Peasissekäigu taga paikneva vestibüüli põrand on kaetud ühe tolleaegse meelispaeliigi, lihvitud Vasalemma "marmoriga". Viimaste oluliste ehitustööde käigus 1935.–1936. aastal püstitati arhitekt A. Kotli projekti järgi eeshoovi lõunaküljele kolmekorruseline neobarokne haldushoone. Terviklik ansambel koos kubermanguvalitsuse hoonega kujundati kasutades balustraadide, sammaste ja aiapostide valmistamiseks Kaarma dolomiiti (joonis 7). Ilmastik on dolomiidi tänaseks kohati päris sõredaks muutnud. Umbes

Joonis 5. Orgita dolomiidist suur Rootsi riigi vapp, 1561.

Figure 5. Large coat of arms of Sweden made of the Orgita dolostone, 1561. Photo: H. Perens.

cellars are found interesting niches, stepped windowsills, doorways, benches, staircases, etc. Sometimes on the walls are shown the fragments of carved works made of the Lasnamägi limestone or Orgita dolostone which have been discovered in the neighbourhood.

After the huge fire in Toompea in 1684, in the 18th century the chapels of the southern frontal of Dome Church were connected with joint Baroque gable, in which for the first time in Toompea the Kaarma dolostone was used. It still holds the relief "Mary with a Child" (although weather-beaten) made of the Kaarma stone.

In 1696 two new bastions were completed in Toompea: the Ingermanland Bastion on Harjumägi Hill and Swedish Bastion on Lindamägi Hill, the sides of which were strengthened with high vertical limestone walls. These walls are a good guide of the structure, texture and resistance of different cutting beds of the Lasnamägi limestone (Figure 6).

After the Great Northern War, on Toompea was established the building of the Estonian Province government which was designed by the city architect J. Schultz. The most prominent building erected on Toompea in the 20th century was the Parliament (*Riigikogu*) building (architects H. Johanson and E. Habermann) established in 1920–1922 in the location of the former convent house. In its interior decoration the limestone is present in medieval vaulted cellars and in many staircases made of the Lasnamägi building limestone. The floor of the vestibule behind the main entrance is covered with polished Vasalemma "marble", one of the favourite finishing carbonate rock types.

In the process of the last major construction works in 1935–1936 in accordance with the project by A. Kotli on the southern side of the ante-court was established a three-storied neo-Baroque administration building. To create an integral ensemble with the province government building, the balustrades, pillars and fence posts were made of Kaarma dolostone (Figure 7). By now the dolostone is quite weather-beaten. Probably the imposing neo-baroque portal of the building of the state chancellor's office (Rahvakohtu Street 1) decorated with scrolled pediment and flank profile made of the Kaarma dolostone was made approximately at the same time (Figure 8).

Among modern carved works is noteworthy the altar made of the Lasnamägi limestone by A. Joonsaar for the consistory chapel. A new pleasant approach on Toompea is the harmonic use of carbonate rocks and granite in the pavement of

Joonis 6. Ingeri bastioni sein on tänuväärne koht Lasnamäe lubjakivi murdmiskihtide tundmaõppimiseks.

Figure 6. The wall of the Ingermanland Bastion is excellent for studying the differences in the various beds of the Lasnamägi limestone. Photo: H. Perens.

samasse aega jääb arvatavasti ka esinduslik Kaarma dolomiidist voluutfrontooni ja külgpilastritega kaunistatud neobarokne portaal Rahvakohtu tn 1 asuval praegusel Riigikantselei hoonel (joonis 8).

Tänapäevastest raidtöödest väärib esiletõstmist Lasnamäe lubjakivist altar, mille konsistooriumi kabeli jaoks valmistas A. Joonsaar. Uudse võttena võib Toompeal esile tuua paekivi ja graniidi meeldivat kooskasutamist platside ja treppide kattena. Ilus näide sellest on Taani kuninga aias (joonis 9).

All-linna paeehitised

Enamik kesklinna vanemaid paeehitisi – kirikud, kloostrid, raekoda, elamud ja ärihooned – jääb linnamüüriga ümbritsetud all-linna ossa. Nende ehitiste ja sealt leitud raiddetailide põhjal võib otsustada kasutatud paeliikide üle.

All-linna, eriti vanalinna, paeehitistes domineerib Lasnamäe ehituslubjakivi. Esimestest kivihoonetest pole küll midagi säilinud, kuid 13. sajandi viimasest veerandist on pärit üksikuid fragmente linnamüüris ning Oleviste, Niguliste ja Pühavaimu kirikus. Üheks vanemaks keskaegseks raidtööks peetakse Niguliste kiriku 1290.–1300. aastail valminud põhjaportaali. Tegemist on suure sügava perspektiivportaaliga, mille talumivööd kaunistavad taimornamendid. Umbes samasse ajavahemikku jäävad ka Püha Miikaeli kloostri romaanipärase kuju ja punga-

Joonis 7. Kaarma dolomiidist kesksammas ja konsoolid 1935.–1936. a ümberkujundatud kubermanguvalitsuse hoones.

Figure 7. The central column and consoles made of the Kaarma dolostone in the building of the province government rearranged in 1935–1936. Photo: H. Perens.

Joonis 8. Riigikantselei hoonet Rahukohtu tn 1 ehib Kaarma dolomiidist neobarokne portaal.

Figure 8. Neo-Baroque portal made of the Kaarma dolostone on the building of State Counsellor's office at Rahukohtu Street 1. Photo: H. Perens.

squares and in stairs, e.g. in the Danish King's garden (Figure 9).

Limestone buildings in downtown

Most of the old limestone buildings in central Tallinn – churches, monasteries, the Town Hall, residential and business buildings – remain inside the town wall. Based on these buildings and the carved works found there one can see which types of carbonate rocks have been used.

In the limestone buildings, especially in the Old Town, the Lasnamägi building limestone dominates. Nothing has preserved of the first limestone buildings, but there are single fragments of the town wall and in the walls of the St. Olav's (*Oleviste*), St. Niclolas' (*Niguliste*) and Holy Spirit (*Pühavaimu*) churches dating back to the last quarter of the 13th century. The northern portal of the Niguliste Church completed in 1290–1300 is considered one of the oldest medieval carved works. The knee-belt of this large deep perspective portal is decorated with plant ornaments. Approximately in the same time were created also the heads of round pillars of the St. Michael Monastery, which are of Romanesque shape and decorated with bud motifs. In the 14th century almost the whole original town wall, another symbol of Tallinn, was completed (Figure 10). At the end of the 14th century establishing of wooden buildings was prohibited, which favoured the development of original limestone architecture in Tallinn.

At the beginning of the 15th century were built the Town Hall and the Great Guild Hall, in which the medieval limestone carving reached it highest level. The medieval residential buildings were also shaped out in the 15th century, which was the golden era of the medieval architecture and also the first period of very extensive use of the Lasnamägi building limestone. Besides, the quite rare in Tallinn frontal decoration made of the Gotland limy sandstone at Rüütli Street 12 building (Figure 11) dates back to the 15th century. In 2008 at renovating the building Vene Street 22 fragments of plate made of Öland limestone (Figure 12) were found, but so far the purpose of the above plate has remained unknown. For centuries limestone has been adjusted to different styles in architecture, each of them having different requirements to thickness of bed, uniformity of rock, workability and weatherproofness.

During the prevalence of ***Gothic style*** (1219–1530) the colonists from Denmark, Gotland, Westfalen and elsewhere introduced use of lime mortar at erec-

Joonis 9. Looklev graniitrada Lasnamäe lubjakivist plaatide vahel Taani kuninga aias.

Figure 9. Winding granite trail between the pavement made of Lasnamägi limestone in the Danish King's garden. Photo: H. Perens.

motiividega ümarpiilarite kapiteelid. 14. sajandil sai esmasel kujul valmis peaaegu terve linnamüür (joonis 10), mis on samuti üks Tallinna sümboleid. Sama sajandi lõpul keelati puitehitiste püstitamine, mis soodustas Tallinna omanäolise paekiviarhitektuuri arengut.

15. sajandi algusest on pärit raekoda ja Suurgildi hoone Pikal tänaval, milles keskaegne paetöötlemise tase saavutas oma kõrgpunkti. Ka keskaegne elamutüüp kujunes välja 15. sajandil, mil oligi keskaegse ehituskunsti hiilgeaeg ning ühtlasi Lasnamäe lubjakivi esimene eriti intensiivse kasutamise periood. Samasse aega jääb arvatavasti ka Tallinna linnapildis harva nähtav Gotlandi lubiliivakivist fassaadikaunistus Rüütli tn 12 hoonel (joonis 11). Vene tn 22 remonditöödel 2008. aastal leitud Ölandi lubjakivist (joonis 12) plaadi tükkide otstarve pole seni veel selgunud.

Sajandite jooksul on paekivi kohandatud mitmesugustele ehitusstiilidele, mis on esitanud erinevaid nõudmisi kivile kihi paksuse, koostise ühtluse, töödeldavuse, ilmastikukindluse jm suhtes.

Gooti stiili valdamise ajal (1219–1530) panid Taanist, Ojamaalt, Westfalenist jm pärit kolonistid aluse lubimörtmüüritisega paekasutusele. Mujalt pärit ehitiste tüübid, ehituskonstruktsioonid ja dekoor kohandati kohalikele oludele ja ehitusmaterjalidele. Kohaliku paekivi – Lasnamäe ehituslubjakivi – küllus ja kvaliteet võimaldasid kaunistada sakraalehitisi ja elamuid perspektiivportaalide, kivist puhtalt tahutud aknapiitade, siseportaalide ja kätepesunõudega (joonis 13). Raidtöödes kujunes välja Tallinnale omane lamereljeefstiil, mis sobis eriti hästi Lasnamäe lubjakivi väikese paksusega kihtide ja plaatja tekstuuriga. Ka kiviseppade toodete

Joonis 10. Tallinna linnamüür.

Figure 10. Tallinn town wall. Photo: H. Perens.

Joonis 11. Gotlandi liivakivist (tumehall) ja Lasnamäe lubjakivist raidkaunistused Rüütli tn 12 hoonel.

Figure 11. Carved embellishments made of the Gotland sandstone (dark-grey) and Lasnamägi limestone on the building of Rüütli Street 12. Photo: H. Perens.

ting limestone buildings. The foreign types of buildings, constructions and embellishments were adjusted to local conditions and building materials. The abundance of local building material, the Lasnamägi building limestone, and its quality allowed decorating the sacral buildings as well as dwellings with perspective portals, limestone stanchions, internal portals and wash-hand-stands (Figure 13).

In the carved works developed so-called flat relief style characteristic of Tallinn which suited well with small thickness of the Lasnamägi limestone beds and its plate-like texture. The Lasnamägi limestone was suitable also for making tombstones, arms plates and lavabos.

The construction limestone was extracted mainly from the Lasnamägi area, and later also from the quarries in the environs of Tallinn (Harku, Nehatu, Jõelähtme, Rae, Väo, etc.). The Orgita dolostone competing with the local limestone was widely taken into use in the Late Gothics, represented e.g. by the carved works of the Mary's Chapel in Oleviste Church.

Renaissance dominated over a century (approximately 1530–1640) and is expressed firstly in the frontal of the House of the Brotherhood of Black Heads. Its flat-relief allegories and statues of evangelists, coat of arms plates and grooved window pillars were made at Arent Passer's workshop. Both the Lasnamägi limestone and Orgita dolostone have been used, but the latter dominates. Renaissance was expressed firstly in internal decoration (Figure 14) and this period of the Estonian stonemasonry can be considered extremely fruitful.

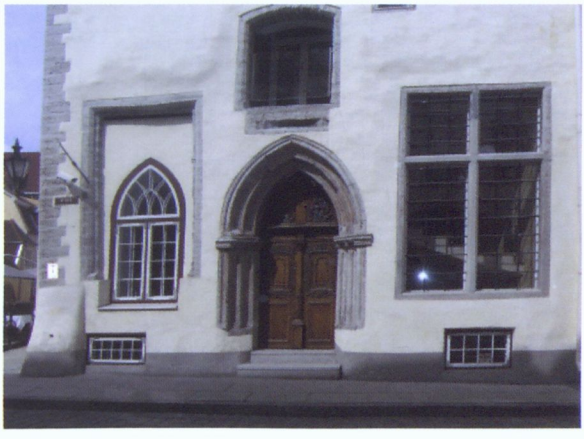
Joonis 12. Ölandi lubjakivist plaat. Leitud Vene tn 22 remonditöö käigus 2008. aastal.

Figure 12. Plate made of the Öland limestone found during renovation of Vene Street 22 building in 2008. Photo: H. Perens.

Baroque dominated in 1640–1780, in central Tal-

(etikute, hauaplaatide, vapikivide ja lavatooriumide) jaoks oli Lasnamäe lubjakivi igati sobiv.

Paekivi murti ehituse tarbeks peamiselt Lasnamäelt, lisa saadi hiljem veel Tallinna ümbruse murdudest Harkus, Nehatus, Jõelähtmel, Rael, Väos jm. Kohaliku paega konkureeriv Orgita dolomiit võeti laiemalt kasutusele alles hilisgootikas, mille heaks näiteks on Oleviste kiriku Maarja kabeli raidtööd.



Joonis 13. Lasnamäe lubjakivist raidraamid ja portaal 15. saj kodanikuelamul Pikk tn 71.

Figure 13. Carved casing and portal made of the Lasnamägi limestone on a 15th century citizen's building Pikk Street 71. Photo: H. Perens.

Terve sajandi (u 1530–1640) valitsenud ***renessanss-stiil*** väljendub eelkõige Mustpeade Vennaskonna hoone fassaadis, mille lamereljeefsed allegooriad ja evangelistide kujutised, vapikivid ja soonitud aknasambad on valminud Arent Passeri töökojas. Kasutatud on nii Lasnamäe lubjakivi kui ka Orgita dolomiit, kusjuures viimane domineerib. Renessanss pääses mõjule eelkõige sisearhitektuuris (joonis 14), mistõttu võib seda perioodi Eesti raidkivikunstis pidada kõige viljakamaks.

Barokkstiili õitseajal (u 1640–1780) piirduti Tallinna kesklinnas peamiselt sõdade ajal laokile jäänud ehitiste korrastamisega. Loobuti katkematut tänavaseina moodustavate viilmajade ehitamisest ning hakati püstitama eraldi asetsevaid laia fassaadiga elamuid. Lopsakamate raidtööde jaoks sobisid paremini massiivsed dolomiidid. Suurejoonelisim on Axel von Roseni 1670. a ehitatud linnapalee Pikk tn 28, kus teadaolevalt esmakordselt kasutati vanalinnas ehituskivina Kaarma dolomiiti.

Hoonetele tehti uusi sisekujundusi. Eelistatult Orgita dolomiidist valmistati polükroomseid paekivist aknasambaid, mis toetusid lamava lõvi turjale (joonis 15). Hoonete fassaadiviile kaunistati raiddekooriga. Sakraalarhitektuurist on oluline Niguliste kiriku põhjaesikuga viilusein, kus paiknevad kiviraidur W. Nacke valmistatud Kaarma dolomiidist skulptuurid ja samast kivist kabeliportikus. Pärast Põhjasõda tehti raidtöid harva. Näiteks võib tuua Kadrioru lossi fassaadi Röa kihistiku dolomiidist kapiteelid, mille materjal toodi Porkuni paemurrust.

Klassitsismi ajal (1780–1850/60) ehitati paraadlikke hooneid, kus raidkivi kasutamine asendus stukiga. Paekivi, peamiselt Lasnamäe lubjakivi, kasutati jätkuvalt õueportaalide, treppide ja soklite valmistamiseks.

Paekasutus sai uue hoo ***historitsismi*** ajal (1830–1910), mis koos juugendiga oli teiseks Lasnamäe ehituslubjakivi valitsemise perioodiks paeehituses. Uusstiilid said eriti omaseks tööstusarhitektuuris, kus hoonete fassaade kaunistasid iseloomulikud ripptornikesed ja dekoratiivsed viiluväljad nagu Lutheri mööblivabrikul Pärnu

Joonis 14. Lasnamäe lubjakivist siseportaali silluskivi. Raekoja plats 18, 16. saj. II pool.

Figure 14. Lintel of an inside portal made of the Lasnamägi building stone. Raekoja plats 18, second half of the 16th century. Photo: H. Perens.

linn mostly the buildings unused and damaged during the war were renovated. Apart from the former gabled houses, new ones were built separately, with wider frontals, which did not form a unitary wall along a street. Massive dolomites were more suitable for luxuriant carved works. The most prominent was the Axel von Rosen's palace erected in 1670 at Pikk Str. 28 where for or the first time the Kaarma dolostone was used in the Old Town.

The interiors of buildings were redecorated. Polychrome limestone window pillars supporting on the scruff of a lying lion were made, preferably of Orgita dolostone (Figure 15). The frontals of old buildings were decorated with carved embellishments. Among sacral buildings the most important is the tympanum wall with northern antechamber of the Niguliste Church with W. Nacke's sculptures made of Kaarma dolostone and chapel portico of the same rock. After the Great Northern War carved works were made rarely. One example of these are the chapitals of the Kadriorg palace made of the dolostone of Röa Member, the material was delivered from the quarry in Porkuni.

During the ***Classicism*** (1780–1850/60) parading buildings were erected, where stucco was used instead of carved stone. Limestone, mostly the Lasnamägi limestone, was continuously used for making outside portals, staircases and socles.

During the ***Historicism*** (1830–1910) the utilization of limestone started to increase again and together with the Art Nouveau it was the second period of very intense utilization of the Lasnamägi building limestone in construction. The new styles were especially well adopted in the industrial architecture, where on the frontals of buildings were placed characteristic hanging pinnacles and decorative gable fields, e.g. the Luther Furniture Factory at Pärnu Road 68 (Figure 16), Distillery at Mere Bvd 6, etc. This direction spread also into the representative architecture – the neo-Gothic Maarjamägi Castle (1874) and sacral buildings (neo-Roman Kaarli Church, 1870).

At the beginning of the 20th century, during the ***National Romanticism and Art Nouveau***, the characteristic limestone rustication made of the Lasnamägi limestone became popular, where belts of axed limestone of different width and height alternated with plastered surfaces (Figure 17).

The limestone as building material has continuously been favoured also by the Estonian architects in the 1920s–1940s, when different architectural movements were simul-taneously followed. H. Johanson abundantly used limestone in his

Joonis 15. Barokne, lõvile toetuv akna keskmammas on hästi töödeldavast Orgita dolomiidist, Pikk tn 45.

Figure 15. A Baroque central window column supporting on a lion figure is made of well-workable Orgita dolostone, Pikk Street 45. Photo: H. Perens.

mnt 69 (joonis 16), piiritusevabrikul Mere pst 6 jm. See suund levis ka esindusarhitektuuris (neogooti stiilis Maarjamäe loss, 1874) ning sakraalarhitektuuris (neoromaani stiilis Kaarli kirik, 1870).

20. sajandi algul ***rahvusromantilise arhitektuurisuuna*** ja ***juugendi*** ajal hakati kasutama iseloomulikku Lasnamäe lubjakivist paerustikat, kus mitmesuguse laiuse ja kõrgusega klombitud paest ribad vahelduvad krohvitud pindadega (joonis 17). Paekivi ehitusmaterjalina soosisid ka eestlastest arhitektid 1920–1940-ndail aastail, mil üheaegselt valitsesid erinevad arhitektuurisuunad. Rikkalik oli paekasutus H. Johansoni paefunktsionalistlikes hoonetes – tuletõrjehoones Raua tn 2 ja koolihoones Tõnismägi 12/14, kus nii seintes kui muudes detailides kasutati peamiselt klombitud Lasnamäe ehituslubjakivi. 1930ndail aastail lisandusid ehitistele paest soklid, karniisid, portaalid ja ava-ümbrised.

Tihti kasutati koos erinevaid paeliike. Vasalemma "marmorist" tehti sokleid, müüritiste katteplaate, akende raidraame. Kaarma dolomiit sobis akende raidraamidesse ja portaalidesse. Lasnamäe lubjakivi ei kasutatud enam ainult klombitult, vaid ka ristlõikes plaatidena, mis tõi hästi esile kivi dekoratiivsuse (joonis 18). Head näited on Westholmi gümnaasium Kevade tn 8 (H. Johanson, A. Jürvetson, 1940), praeguse Tallinna Ülikooli hoone Narva mnt 25 (A. Kotli, E. Nõva, 1939), haiglahooned Ravi tn 18/20 (H. Johanson, 1937–1949, joonis 18)), elu- ja ärihooned Roosikrantsi tn 8a (E. Habermann, 1939) ja 8b (O. Puuraid, H. Arman, 1939), kultuurikeskus Sakala tn 1 (E. J. Kuusik, 1938–1947). Esindustraditsionalismi peateoseks loetakse aga A. Kotli 1938. a projekteeritud Presidendi Kantselei hoonet, kus nii välis- kui ka siseviimistluses on kasutatud Vasalemma "marmorit" (joonis 19), interjööris koos kollase kunstmarmoriga.

Stalinismiajastu arhitektuuris (1944–1954) sai oluliseks üleliiduliste eeskujude järgimine. Kehtivat loosungit "Sisult sotsialistlik, vormilt rahvuslik" väljendavad kino Sõprus (P. Tarvas, A. Volberg, 1952–1953), elamu-, äri- ja koolihooned Narva maanteel (joonis 20), kus fassaadide ilustamiseks kasutati Kaarma dolomiidist, Lasnamäe lubjakivist ja Vasalemma "marmorist" raidtöid. Valmistati hammaskarniise, klombitud paekivist rustikat I korruse ulatuses, akende raamistusi

limestone-functionalistic buildings – the fire department at Raua Street 12 and schoolhouse at Tõnismägi 12/14, in which in the walls as well as other details mainly the axed Lasnamägi building limestone was used.

In the 1930s became popular limestone socles, cornices, portals and cutout finishing.

Joonis 16. Vineeri- ja mööblikombinaadi historitsistlikus stiilis hoone Pärnu mnt 69. Arhitekt E. Bernard, 1899.

Figure 16. Historicistic building of the Plywood and Furniture Factory at Pärnu Road 69. Architect E. Bernard, 1899. Photo: H. Perens.

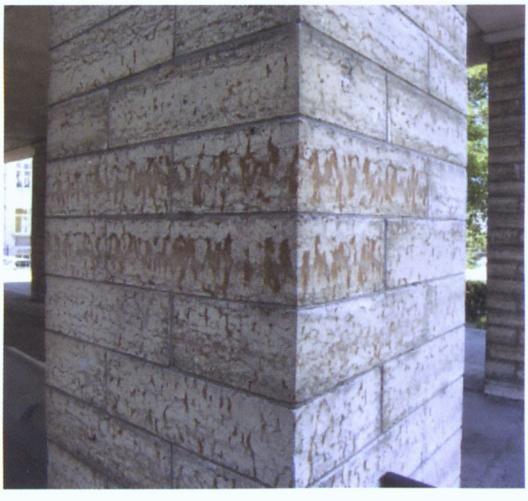
It became common that different types of carbonate rocks were used together. The Vasalemma "marble" was used for socles, cover plates for brickwork, carved window frames. Kaarma dolostone suited for carved window frames and portals. The Lasnamägi building limestone was used not only axed, but also for cutting perpendicular plates, which spotlighted its decorative features (Figure 18). The Westholm Gymnasium Kevade Street 8 (H. Johanson, A. Jürvetson, 1940); the building of today's Tallinn University at Narva Road 25 (A. Kotli, E. Nõva, 1939), hospital buildings at Ravi Street 18/20 (H. Johanson, 1937–1949, Figure 18), residential and business buildings at Roosikrantsi 8a (E. Habermann, 1939) and 8b (O. Puuraid, H. Arman, 1939), cultural centre at Sakala Street 1 (E. J. Kuusik, 1938–1947) are good examples.

Joonis 17. Tselluloosi- ja Paberivabriku tuletõrjeboone Masina tn 20. Arhitekt J. Rosenbaum, 1911.

Figure 17. Building of fire department of the Cellulose and Paper Factory at Masina Street 20. Architect J. Rosenbaum, 1911. Photo: H. Perens.

The most prominent example of the *representative traditionalism*, however, is the building of President's Office (A. Kotli, 1938) where in outside finishing as well as inner decoration has been used the Vasalemma "marble" (Figure 19), inside the building together with yellow stucco lustro.

In the ***Stalinistic era*** (1944–1954) mostly the all-union standards and examples were followed. The slogan "Socialist essence, national form" is expressed in the building of cinema "Sõprus" (P. Tarvas, A. Volberg,



Joonis 18. Dekoratiivse murdmiskihi laksu punase lõikepinnad haiglahoone postides Ravi tn 18/20. Arhitekt H. Johanson, 1938.

Figure 18. Section of a decorative cutting bed in the columns of a hospital building at Ravi Street 18/20. Architect H. Johanson, 1938. Photo: H. Perens.

ja ukseportaale. Suurte mitmekorruseliste krohvitud hoonete soklid laoti sageli saetud paeplokkidest.

Stalinismiajastule järgnenud perioodil (1954–1990) lakkas alates 1960ndatest aastatest praktiliselt Vasalemma "marmori" ja Lasnamäe lubjakivi kasutamine ehituses. Järjest sagedamini võis elamutel, äri- ja haldushoonetel (praegune Rahandusministeeriumi hoone Suur-Ameerika tn 1, 1973–1975) ning haiglatel (Ida-Tallinna keskhaigla Pärnu mnt 72, 1971–1977) näha Kaarma dolomiidist plaatvoodrit. Plaadid olid halva viimistlusega, sageli saejälgedega, ning kehva paigaldusega. Dekoratiivsest Selgase kiridolomiidist plaatkate on osaliselt säilinud Tallinna kaubamajal (1960–1965).

1980-ndatel aastatel võib täheldada paekasutuse "renessanssi", mille kandjaks oli arhitekt Raine Karp. Tagavere dolomiidist katte said linnahall (1980), Rahvusraamatukogu (1984–1992, joonis 21) ja praeguseks lammutatud Sakala Kultuurikeskus (1982–1985).

Uusi suundi kesklinna paekasutuses võib märgata alates ***taasiseseisvumisest*** (1991). Kui stalinismijärgsel perioodil olid Kaarma dolomiidiga viimistletud hooned valdavaks, siis nüüd lisandusid esmakordselt väga dekoratiivsest Ungru lubjakivist plaatkatted. Pärast sajandipikkust pausi Orgita dolomiidi kasutusloos katsetati esmakordselt edukalt ka sellest materjalist viimistlusplaate (joonis 22).

Taastus pooleks sajandiks unustusse jäänud Vasalemma "marmori" murdmine esialgu Rummu paemurrus, hiljem Padise lähedal Määral.

Joonis 19. Vasalemma "marmorist" sisetrepp Presidendi Kantselei hoones Kadriorus. Arhitekt A. Kotli, 1938.

Figure 19. In-house staircase made of the Vasalemma "marble" in the President's Office in Kadriorg. Architect A. Kotli, 1938. Photo: H. Perens.

1952–1953), residential business and school buildings at Narva Road 8 and 9 (Figure 20) where the frontals were decorated with the carved works made of the Kaarma dolostone, Lasnamägi limestone and Vasalemma "marble". Dog-tooth cornices, rustic made of axed stone within the ground floor, window framings and door portals. The socles of large multi-storeyed buildings were often made of sawed limestone blocks.

Joonis 20. Stalinismiajale tüüpilised raidkaunistused krohvitud elamu- ja äriboonel Narva mnt 9.

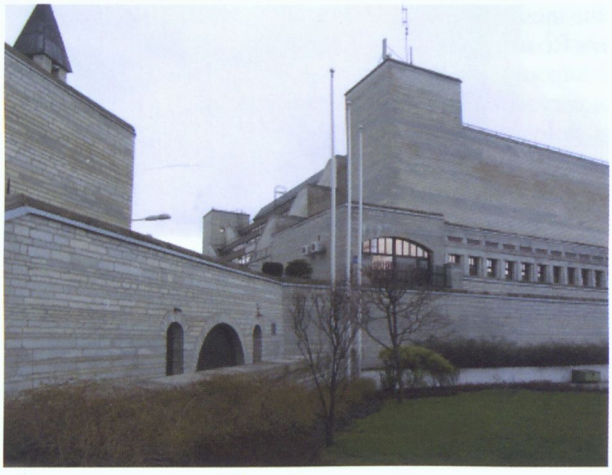
Figure 20. Carved embellishments typical of the Stalinism era on plastered residential and business building at Narva Road 9. Photo: H. Perens.

In ***Post-Stalinistic years*** (1954–1990), since the 1960s practically ceased the use of the Vasalemma "marble" and Lasnamägi limestone for construction purposes. More and more frequently on the residential, business and administration buildings (e.g. the present Ministry of Finance, Suur-Ameerika Street 1, 1973–1975), hospital buildings (East Tallinn Central Hospital, Pärnu Road 72, 1971–1977) was used plate boarding made of the Kaarma dolostone. The plates were poorly finished, often with sawing marks and poorly installed. The plate boarding made of decorative Selgase patterned dolostone has partly preserved on the building of Tallinn Department Store (1960–1965).

The "Renaissance" of limestone utilization in the 1980s was mostly initiated by architect Raine Karp who designed the Tallinn City Hall (1980), National Library (1984–1992, Figure 21) and the Sakala Cultural Centre (1982–1985, by now it has been pulled town) were covered with plate boarding made of the Tagavere dolostone.

New trends in limestone utilization can be recognised since Estonia newly gained its ***independence*** (1991). In the post-Stalinistic period dominated buildings with the Kaarma dolostone boarding, now plate boarding of the very decorative Ungru limestone has been introduced. After a century-long break in the utilization of the Orgita dolostone attempts have been made to use finishing plates made of this material (Figure 22).

Cutting of the Vasalemma "marble" has been launched again after ca 50-year break – firstly in Rummu quarry, later at Määra near Padise. Unfortunately, this magnificent sparkling limestone is very little seen. Utilization of the Lasnamägi building limestone as finishing plates, retaining walls and in staircases continued.



Joonis 21. Tagavere dolomiidist kattega Rahvusraamatukogu hoone. Arhitekt R. Karp, 1982–1994.

Figure 21. The building of National Library with Tagavere dolostone boarding. Architect R. Karp, 1982–1994. Photo: H. Perens.

Kesklinna uusehitistes näeb seda sädelevat paekivi kahjuks küll minimaalselt. Jätkus ka Lasnamäe ehituslubjakivi kasutamine ehitistes viimistlusplaatidena, pargirajatistes tugimüüridena ja treppidena. Väärilise koha leidsid meie esinduspaeliigid (Lasnamäe ehituslubjakivi, Kaarma dolomiit, Orgita dolomiit ja Ungru lubjakivi) arhitekt P. Vapaavuori projekteeritud ja 2005. aastal valminud Kumu kunstimuuseumi siseseintes, vestibüüli põrandas ning õueala viimistluses. Kohta ei leitud vaid Vasalemma "marmorile", mida võib aga näha lähedal oleva Apollo purskkaevu uues äärises.

Lasnamäe lubjakivi kasutamise valupunktiks on pikemat aega kõnniteede sillutusplaadid, tugimüüride katteplaadid ja välistrepid, kus kivi kipub sageli lagunema. Lasnamäe lubjakivi hakati ülalmainitud eesmärkidel kasutama juba keskajal. Raske on öelda, kui kaua kivi vastu pidas, sest tol ajal oli ju kasutuskoormus ja õhu saastatus hoopis teine. Keskaegset hästi säilinud põrandaplaadistust, mis on praegu ilmastiku vallas ja kasutusel kõnniteena, võib näha Pirita kloostri varemetes. Need plaadid olid aga pikka aega kaitstud varemetelasuga. Tänavakatteplaate on Tallinnas lõiguti säilinud tsaariajast Loite, Vana-Lõuna ja Haava tänaval. Eesti esimesest iseseisvusajast on alles üks terviklikumaid paesillutise lõike Vaarika tänaval, kus kivi säilivuse kohta pole midagi halba öelda. Samas on mõne maja hoovis näha ka heas korras paest trepiastmeid, mis on 8–10 cm paksused.

Ilmastiku valda jäävate paekivi kihipindade vastupidavus sõltub suurel määral murdmiskihi valikust, kihisüdame puhastamise põhjalikkusest katvatest merglikiledest, koormuse intensiivsusest ja õigest ekspluateerimisest. Musumäele, kus koormus on väike, paigaldati 2004. aastal ovaalikujulisele platsile Lasnamäe ja Ungru lubjakivist katteplaadid, mis praeguseni on terved. Kasutati "*laksu punast*", "*treppkalki*" ja Kundast murtud Lasnamäe lubjakivi. Terved on 90% ulatuses ka tugimüüride katteplaadid, mille valmistamiseks kasutati paasi kihtidest "*kirju kärn*", "*muldvalge*", "*treppkalk*" ja "*raudsüda*".

Üks võimalus saada tugevamaid katteplaate ja trepiastmeid on asendada Lasnamäe lubjakivi hoolikalt valitud Ungru lubjakivist plaatidega, mille vastupidavust ilmastikule kinnitab suur hulk suurepäraselt säilinud 19. sajandi teisest poolest pärit kalmisturiste Läänemaal. Katsetada võiks ka dolomiidist plaatidega, mis oleksid tehtud kas Jaagarahu või Raikküla lademe tugevast paekivist. Kaarma, Orgita ja Selgase dolomiit selleks otstarbeks ei sobi.

Our most prominent carbonate rock varieties (Lasnamägi building limestone, Kaarma and Orgita dolostones and Ungru limestone) have gained merited place in the new building of National Art Museum Kumu (architect P. Vapaavuori, 2005). The Vasalemma "marble", however, is not represented but can be seen in the new edging of the fountain in the nearby Apollo Park.

The most problematic matter of the utilization of the Lasnamägi limestone have been that the paving stones, covering plates of retaining walls and doorsteps, where the limestone plates tend to crumble.

For the above purposes the Lasnamägi limestone has been used already since the Middle Ages. It is hard to tell how long these plates lasted because at these times the utilization load and level of atmospheric pollution were much lower. In the ruins of the Pirita Convent one can see well-preserved medieval floor plates that are presently exposed to weather and used as sidewalks, but for a long time these were protected by the ruins.

Limestone pavements installed in the czarism period have preserved in some sections on Loite, Vana-Lõuna and Haava streets. On Vaarika Street one can see a most complete limestone pavement sections from the first sovereignty period where the pavement has preserved really well.

The resistance of the plate surfaces exposed to weather depends from which limestone bed they have been cut, how thoroughly the marl films have been removed, the intensity of utilization and proper maintenance. In 2004 on the Musumägi Hill on a small square where the exploitation load is small were installed plates of the Lasnamägi and Ungru limestone that in year 2010 were in good condition. Approximately 90% of the cover plates of retaining walls, too, had preserved well.

One possibility to obtain stronger pavement and doorsteps is to use carefully chosen Ungru limestone plates instead of those made of the Lasnamägi limestone. The good weatherproofness of the former is proven by great number of well preserved limestone crosses from the second half of the 19th century from graveyards in Lääne County. Besides, plates made of the resistant dolostone of

Joonis 22. Orgita dolomiidist plaatkate Välisministeeriumi hoonel, 21. saj algus.

Figure 22. Orgita dolostone plate cover the building of the Ministry of Foreign Affairs, early 21st century. Photo: H. Perens.

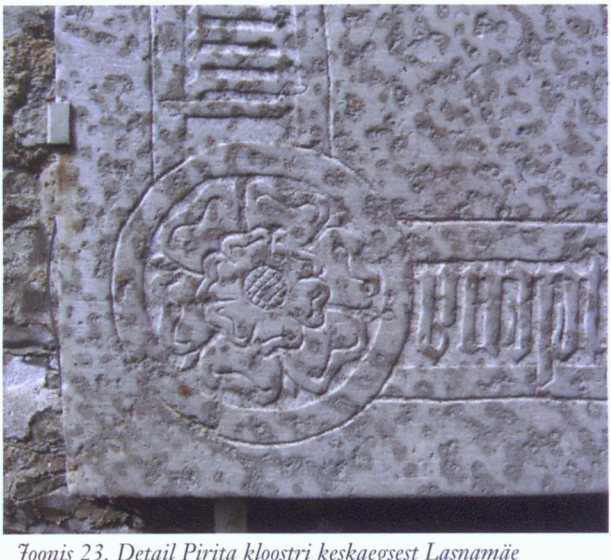
Paekasutus äärelinnas

Tallinna äärelinnas pole nii esinduslikke paeehitisi kui kesklinnas. Ka on sealne paekasutus olnud palju lühiajalisem. Suurem osa äärelinna paeehitisi on pärit ajavahemikust 19. sajandi II pool–21. sajandi algus. Üksikud suvemõisad või nende kõrvalhooned on säilinud ka 18. sajandist. Keskaegsest paekasutusest on alles vaid 15. sajandil püstitatud Pirita kloostri varemed (joonis 23).

Äärelinna paeehitistes on kasutatud kõiki Eesti olulisemaid ehituspaeliike. Erinevusi on nende kasutamisaegades, sageduses ja linnajaoti kontsentreerumises. Silmatorkavalt vaene on paekasutuse poolest Mustamäe linnaosa. Huvitav on märkida, et Põhja-Tallinn oli kõige arvukama ja kestvama paekasutusega linnaosa tsaariajast kuni Eesti taasiseseisvumiseni, pärast seda on enim paeehitisi kerkinud Pirital ja Haaberstis.

Suured eelised kõigi teiste paeliikide ees on olnud ikka Lasnamäe ehituslubjakivil, mida mõnes linnaosas sai murda kohapealt või lähiümbrusest. Keskajast säilinud paetööd on kõik Lasnamäe lubjakivist, mida murti mitmes kohas Lasnamäel, hiljem ka Kadaka ja Väo paemurrust. Lasnamäe lubjakivi jäi äärelinnas ainukasutatavaks ehituspaeliigiks kuni 19. sajandi teise pooleni. Sellest kõnelevad keskaegse Pirita kloostri ja tsaariaegsete paeehitiste seinad.

Kasutussageduselt ja -pidevuselt on Lasnamäe lubjakivi esikohal kõikides äärelinna osades, ületades kordades kõigi teiste paeliikide kasutussageduse. Tsaariajal ehitati Lasnamäe lubjakivist kõige enam tööstuspiirkondades – Põhja-Tallinnas ja Lasnamäel. 19. sajandi II poolest kuni 1918. aastani kerkisid Põhja-Tallinnas raudtee-, masinaehitus- ja laevaehitustehased, rajati Peeter Suure merekindlus ning neid teenindav infrastruktuur. Lasnamäele rajati tööstushiiglane Dvigatel. Nende suurehitiste seinte ladumiseks kasutati enamasti murdpaasi, tahutud kivist tehti vaid nurgad, soklid, sillused, akende piirded. Üks silmapaistvamaid hooneid sellest ajast on arhitekt A. Dmitrijevi projekteeritud Vene-Balti laevatehase administratiivhoone Koplis (joonis 24). Alates 1905. aastast hakati ka äärelinna tööstusehitistes kasutama klompkivi. Huvipakkuv on ka tellise ja Lasnamäe kivi kooskasutamine (joonis 25), mida on eriti rohkesti tsaariaegsetes, harvem esimese iseseisvusperioodi hoonetes. Suurem osa neist ehitistest on meisterliku paekäsitlusega, suurt rõhku on pandud ilusa-



Joonis 23. Detail Pirita kloostri keskaegsest Lasnamäe lubjakivist hauaplaadist.

Figure 23. A detail of a medieval tombstone made of the Lasnamägi limestone in the Pirita Convent. Photo: H. Perens.

the Jaagarahu or Raikküla Stages could be used; Kaarma, Orgita and Selgase dolostone is not suitable for using as pavement.

Limestone utilization in outskirts of Tallinn

In the outskirts there are no such representative limestone buildings as in the town centre. Besides, in this area the limestone has been used for much shorter period. Most of the suburban limestone buildings have been erected during the second half of the 19th and in the beginning of the 20th centuries. Few summer mansions or their outbuildings date back also to the 18th century. The ruins of the Pirita Convent are the only example of medieval use of limestone (Figure 23).

In the outskirts all major varieties of carbonate building stone are represented. They have been used at different times, with different frequency and in different districts. Especially few limestone buildings are found in Mustamäe.

It is noteworthy that from the czarism until the new independence northern Tallinn was the district with largest number of limestone buildings and most consistent use of limestone, but later on most limestone buildings have been erected in Pirita and Haabersti districts.

Compared to other limestone varieties, the Lasnamägi building limestone has many advantages, that in some districts could be cut on the spot or in nearest neighbourhood. All medieval limestone facilities are made of Lasnamägi limestone which was extracted in a number of quarries in Lasnamägi, later also in the Kadaka and Väo quarries. Until the second half of the 19th century the Lasnamägi limestone was the only building limestone variety used in the outskirts of Tallinn. This can be seen from the walls of the medieval Pirita Convent and limestone buildings made during the czarism.

By the frequency and consistency of utilization the Lasnamägi limestone holds the first place in all outskirts, several times exceeding the frequency of utilization of other limestone varieties. During the czarism Lasnamägi limestone was used for building most often in industrial regions, i.e. in northern Tallinn and Lasnamägi. Starting from the second half of the 19th century until 1918 in northern Tallinn were built railway, machine factories and shipyards, Peter the Great's marine fortification and the servicing infrastructure, in Lasnamägi was erected huge industrial complex Dvigatel. The walls of these buildings were made from limestone plates cut from the quarries, while hewn stone was used for laying

Joonis 24. Vene-Balti laevatehase administratiivhoone Koplis. Insener A. Dmitrijev, 1912–1916.

Figure 24. Administrative building of the Russian-Baltic Shipyard in Kopli. Engineer A. Dmitrijev, 1912–1916. Photo: H. Perens.

le üldmuljele. Kõige täiuslikumaks näiteks Lasnamäe kivi kasutamisest on esimesel iseseisvusajal H. Johansoni projekteeritud Lasnamäe algkool (joonis 26), mille seinamaterjal võeti otse vundamendiaugust.

Joonis 25. Suurejooneline tellise ja Lasnamäe lubjakivi kooskasutamine Tondi kasarmus, 1910–1915.

Figure 25. Spectacular combination of bricks and the Lasnamägi limestone in a barrack in Tondi, 1910–1915. Photo: H. Perens.

Kaasajal on Lasnamäe lubjakivist ehitised koondunud hoopiski uutesse eramurajoonidesse Pirital ja Haaberstis, piirdudes seal põhiliselt hoonete ja piirdeaedade viimistlusplaatidega katmisega (joonis 27). Kaljupinnaga lubjakivi on enam eelistatud Haaberstis, lõigatud lubjakivi aga Pirital. Lasnamäe lubjakivi kasutamise valupunktiks on jätkuvalt välistrepid, kus astmed kipuvad lagunema. On siiski ka häid näiteid vastupidavatest treppidest ning kõnniteeplaatidest Pirita vanas kloostris ja Vaarika tänaval Kristiine linnaosas. Vastupidav trepi- ja kõnniteeplaat eeldab õiget murdmiskihi valikut, korralikku kihisüdame eraldamist merglikihtidest ning õiget hooldamist ekspluateerimisel.

Kaarma dolomiit on Lasnamäe lubjakivi järel teine enam kasutatud ehituspaeliik äärelinnas. Kui Tallinna kesklinnas hakati dolomiiti kasutama 17. sajandi II poolel, siis äärelinna jõudis see Eesti üks paremaid ehituspaeliike alles esimesel iseseisvusperioodil. Üks vanem silmapaistev Kaarma dolomiidist paerajatis on H. Namsingu hauamonument 1924. aastast Rahumäe kalmistul, mille autoriks on skulptor Jaan Koort (joonis 28).

1920.–1930. aastatel kesklinnas moodi läinud Lasnamäe lubjakivi ja Kaarma dolomiidi kooskasutamine jõudis ka äärelinna. Kaarma dolomiidist valmistati portaalid ja muud dekoratiivsed lisandid. Taolise paekasutuse headeks näideteks on arhitekt H. Johansoni projekteeritud Liiva ja Metsakalmistu kabel. Omapärased Kaarma dolomiidist detailid – pingid ja seinakaunistused – kuuluvad H. Johansoni projekteeritud Lasnamäe algkooli juurde.

Nõukogude ajal hakati Kaarma dolomiiti kasutama 20 cm laiuse saetud või klombitud seinakatteplaadina, eriti suurehitistel Mustamäel, Kristiine ja Põhja-Tallinna linnaosas. Niisuguste plaatidega kaeti ka väikeelamuid ja ümbrisaedu kõikides linnaosades peale Lasnamäe ja Põhja-Tallinna. Kaasajal on Kaarma dolomiidi kasutamine taandunud peamiselt 10 cm laiuse klombitud või saetud dolomiidiriba kasutamisele väikeelamute juures. Eramurajoonides hakkavad mõnel pool silma ka omapärased väravaehitised.

Vasalemma "marmorit" näeb äärelinnas harva, ehkki kasutama hakati seda tunduvalt varem kui Orgita dolomiiti ja Ungru lubjakivi. Tsaariaega jääb

Joonis 26. Klombitud ja lõigatud Lasnamäe lubjakivi kooskõla arhitekt H. Johansoni projekteeritud Lasnamäe algkooli hoones, 1931–1936.

Figure 26. Harmonic use of axed and sawn Lasnamägi limestone in the building of Lasnamägi elementary school (architect H. Johanson, 1931–1936). Photo: H. Perens.

the corners, socles, lintels, window frames. A most prominent building erected in that period of time is the administrative building of the Russian-Baltic Shipyard in Kopli (architect A. Dmitrijev) (Figure 24). Starting from 1905, axed stone was used also in the suburban industrial buildings. Interesting feature is combined use of bricks and the Lasnamägi building stone (Figure 25), which is especially common in the buildings of the czarism period, less in those erected during the first Estonian Republic.

The most perfect example of the utilization of the Lasnamägi limestone during the first independence period is the Lasnamägi elementary school (architect H. Johanson, Figure 26), for which the limestone for walls was extracted directly from its foundation pit.

Presently the buildings made of the Lasnamägi limestone have concentrated in new dwelling areas in Pirita and Haabersti, mostly the buildings and fences are covered with limestone finishing plates (Figure 27). The limestone with natural surface limestone is preferred in Haabersti, sawn limestone - in Pirita.

The problematic issues of the utilization of Lasnamägi limestone are continuously the doorsteps, in which the stairs tend to crumble. To obtain a resistant doorstep and pavement plate, it is important to select the right

Joonis 27. Kaljupinnaga Lasnamäe lubjakivi ümbrisaia ja kaasaegse eramu osalise seinakattena Pirital Andrekse teel.

Figure 27. Natural surface of the Lasnamägi limestone in the fence and partial wall cover of a modern dwelling at Andrekse Road in Pirita. Photo: H. Perens.

Joonis 28. H. Namsingu Kaarma dolomiidist monument Rahumäe kalmistul. Jaan Koort, 1924.

Figure 28. Tombstone of H. Namsing made of Kaarma dolostone on the Rahumäe cemetery. Jaan Koort, 1924. Photo: H. Perens.

Pirita linnaosas paiknev Kochide kabel (1874), mille aknalauad ja välisseinale kinnitatud ristid on Vasalemma "marmorist". Meistrikäe poolt loodu on esimese iseseisvusperioodi aegne kaunis paehoone Kalasadama tn 8, kus on kasutatud klombitud Lasnamäe lubjakivi seintes ja näkitud pinnaga Vasalemma "marmorit" avade raamistuses. Nõukogude ajal kasutati Vasalemma "marmorit" Nõmme haigla portaali valmistamiseks, mis oli ilmne kesklinnapoolne mõjutus. Vasalemma "marmor" on sage hauakivide materjal äärelinna kalmistutel. Vanimad ristid on aastast 1904 Rahumäe kalmistul, värskeim hauatähis aga Metsakalmistul asuv kaasaegne skulptuur aastast 1997.

Kaasajal on väikeelamute ehitamisel hakatud jõudsalt kasutama Ungru lubjakivi ja Orgita dolomiiti. Enne Eesti taasiseseisvumist olid need paeliigid äärelinnas võõrad. Ungru lubjakivi on tänapäeva ehitajaid võlunud oma dekoratiivsusega, mis oleneb suuresti ka kivimi töötlemisviisist. Üksluiselt mõjub klombitud Ungru lubjakivi taasiseseisvunud Eesti Vabariigi algusaastail valminud uhkete lossitaoliste elamute seintes. Tunduvalt värvikam on aga saetud plaat, kuid kõige köitvam on Ungru lubjakivi looduslik kihipind (kaljupind), mida võib eksponeerida saetud ribadel või vabakujulistel tükkidel. Ehitistes torkab Ungru lubjakivi enim silma Pirita, Haabersti ja Nõmme linnaosas (joonis 29).

Orgita dolomiit, mis kesklinnas oli tooniandev ehituspaeliik juba keskajal, jõudis äärelinna ehitistesse samuti alles teisel iseseisvusajal. Tänapäeval hinnatakse selle paeliigi mahedat pastelset tooni, head töödeldavust ja vastupidavust. Kõige rikkalikumat valikut Orgita dolomiidi kasutamisviisidest pakuvad Haabersti ja Pirita linnaosa väikeelamud. Klombitud või saetud dolomiidiribadega kaetakse terveid majaseinu, valmistatakse sokleid ja ümbrisaedu. Püha Birgitta Ordu keskuse siseviimistluses annab tooni lihvitud Orgita dolomiit (joonis 30).

Tagavere dolomiit oli soositud paeliigiks nõukogude ajal. Valdas kaljupinnaga viimistlusriba, millega kaeti ümbrisaedu, sokleid, aiaposte. Mitmel pool võib näha Tagavere dolomiiti koos Kaarma dolomiidiga. Taasiseseisvunud Eesti Vabariigi ajal on Tagavere dolomiit vähe kasutamist leidnud, sest vahepeal dolomiidi kaevandamine seiskus. Tagavere dolomiidist lõigatud ribadega kaeti 1993. aastal üks Küberneetika Instituudi hoone.

limestone bed, proper removal of the bed core and correct maintenance.

Aside the Lasnamägi limestone, the Kaarma dolostone is another widely used limestone variety in the outskirts of Tallinn. In the downtown the dolostone was taken into use already since the second half of the 17th century, but in the outskirts only during the first independence period. One of the oldest prominent limestone erections is the tombstone of H. Namsing in the Rahumäe Cemetery (1924) created by Jaan Koort (Figure 28).

The combined use of the Lasnamägi limestone and Kaarma dolostone which in the 1920s–1930s became popular in the downtown reached also the outskirts. Kaarma dolostone was used for portals and other decorative additions. The chapels in Liiva and Metsakalmistu cemeteries (architect H. Johanson) are a good example of such limestone use. Original details made of the Kaarma dolostone – benches and wall decorations – belong to the Lasnamägi elementary school designed by H. Johanson.

During the Soviet period the Kaarma dolostone was used as 20-cm wide sawn or axed wall plate, especially at capital constructions in Mustamäe, Kristiine and northern Tallinn. Similar plates were used also for finishing the individual dwellings and fences in all districts except Lasnamägi and northern Tallinn. Presently the Kaarma dolostone is used mainly as 10-cm wide sawn or axed dolostone strip at small dwellings. Sometimes in residential districts can be noted original gates.

The Vasalemma "marble" is seen rarely in the suburbs, although its utilization began earlier than the Orgita dolostone and Ungru limestone. From the czarism period is known the chapel of the Kochs in Pirita (1874) with window sills and crosses on its walls made of the Vasalemma "marble". In Kalasadama Str. 8 is situated a magnificent limestone building which was erected during the first independence period.

In the Soviet period the Vasalemma "marble" was used in the portal of the Nõmme Hospital, which is an evident influence of downtown practice. The Vasalemma „marble" is a common material of tombstones in suburban graveyards. The oldest crosses on the Rahumäe Cemetery date back to 1904, the newest tombstone on the Metsakalmistu Cemetery is a modern sculpture from year 1997.

Recently the Ungru limestone and Orgita dolostone have been rather widely used at private residential buildings, whereas

Joonis 29. Ungru vant (loodusliku pinnaga lõigatud riba) tänapäevases eramuehituses, Sambliku tn 13.

Figure 29. Ungru vant (strip with natural surface) in used in a modern private residence, Sambliku Street 13. Photo: H. Perens.

Joonis 30. Lihvitud Orgita dolomiit uue Pirita kloostri siseviimistluses. Arhitektid R. Luhse ja T. Tuhal, 2001.

Figure 30. Polished Orgita dolostone in the inner decoration of the new Pirita Convent. Architects R. Luhse and T. Tuhal, 2001. Photo: H. Perens.

Selgase dolomiit kuulub äärelinnas harva kasutatud paeliikide hulka. Üksikuid hauakive on paigaldatud Rahumäe ja Pirita kalmistule. Kaasaegsetes paeehitistes võib Selgase dolomiiti kohata Haabersti linnaosas.

Äärelinnas on märkimisväärne pae kui iidse ehitusmaterjali väärikust ja kestvust toonitav vanade paeehitiste uuskasutusse võtmine. Huvitavaid lahendusi võib leida eelkõige Põhja-Tallinnas ja Lasnamäel, millest enamik on seotud vanade tööstusehitistega (joonis 31).

Kasulikku lugemisvara

Eesti arhitektuur, 1. Tallinn. Raam, V. (toim) 1993. Valgus, Tallinn.

Einasto, R. & Saadre, T. 1993. Loodusharuldus Toompea. Eesti Loodus, 2, 35–37.

Hallas-Murula, K. (toim) 2002. Tallinna 20. sajandi Arhitektuur. Arhitektuurijuht. Eesti Arhitektuurimuuseum, Tallinn, 157 lk.

Kalm, M. 2001. Eesti 20. sajandi arhitektuur. Prisma Prindi Kirjastus, Tallinn.

Kangropool, R. & Bruns, D. 1972. Tallinn sajandeis. Ehituskunstiline ülevaade. Eesti Raamat, Tallinn, 152 lk.

Matve, H. 1986/87. Eestimaa paas (Eesti paeehitise kunst). Käsikiri. Eesti Arhitektuurimuuseum, Tallinn.

Miidel, A. 1997. Toompea. Raukas, A. (toim). Loodusmälestised 1. Tallinn: Kesklinn, Kadriorg, Kristiine. Teaduste Akadeemia Kirjastus, Tallinn, 7–9.

Nerman, R. 1998. Lasnamäe ajalugu. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 526 lk.

Nõlvak, J. 2005. Tallinn Mustkivi ja Mustakivi vahel. Eesti Loodus, 6, 14–18.

Tamm, J. (toim) 2004. Tallinn. Entsüklopeedia 1. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 383 lk.

Tamm, J. (toim) 2004. Tallinn. Entsüklopeedia 2. Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 405 lk.

Üprus, H. 1987. Raidkivikunstist Eestis XIII–XVII sajandini. Kunst, Tallinn, 229 lk.

Perens, H. 2006. Paekihtide kasutusvõimaluste hinnang. IX etapp. Tallinn. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Perens, H. 2007. Paekihtide kasutusvõimaluste hinnang. X etapp. Tallinna kesklinn. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

Perens, H. 2008. Paekihtide kasutusvõimaluste hinnang. XI etapp. Tallinna äärelinn. Eesti Geoloogiakeskus, EGF.

before the new independence these varieties practically were not used in the outskirts.

The Ungru limestone is attractive by its decorativeness, which greatly depends on how the rock has been handled. The axed limestone in the walls of pompous dwellings erected in the first years of the second Estonian Republic seems monotonous, while the sawn plates are much more colourful and picturesque. The most attractive is the natural surface of the Ungru stone, which can be exposed as sawn strips or free-form pieces. In the buildings the Ungru limestone has been used in the Pirita, Haabersti and Nõmme districts (Figure 29).

In downtown the Orgita dolostone was the dominant building stone variety already in the Middle Ages, but in the outskirts its wider use is related to the years of new independence. Today it is valued mainly due to its gentle subdued colour, good workability and resistance. Private dwellings in Pirita and Haabersti display a wide range of ways of utilization of the Orgita dolostone. Whole walls of residential buildings are covered with axed or sawn dolostone strips, they are used for socles and fences. The Orgita dolostone dominates also in the inner decoration of the centre of the Bridgettine Order (Figure 30).

Tagavere dolostone was a favoured carbonate rock variety during the Soviet era. Finishing strip with natural surface prevailed and this was used to cover the fences, socles and fence posts. In several cases it was combined with the Kaarma dolostone. In the years of the new independence the Tagavere dolostone has been little used because meanwhile the extraction of this rock was stopped. The strips of Tagavere dolostone have been used to cover one of the buildings of the Institute of Cybernetics (1993).

Selgase dolostone is seldom used in the outskirts. Few tombstones have been erected on the Rahumäe and Pirita graveyards. In modern limestone buildings the Selgase dolostone can be met in Haabersti district.

It is noteworthy that in the outskirts of Tallinn several old limestone buildings have been renovated and newly taken into use, which underlines the dignity and durability of carbonate rocks as ancient building material. Interesting solutions can be seen firstly in northern Tallinn and Lasnamägi districts, most of these are related to old industrial buildings (Figure 31).

Joonis 31. Dvigateli tehase kaasajastatud paehooned moodustavad koos uue nägusa haljastusega Ülemiste City keskme.

Figure 31. The complex of the renovated limestone buildings of the former Dvigatel factory in Ülemiste together with new nice planting of greenery. Photo: H. Perens.

Loodus- ja elukeskkond Tallinnas

Anto Raukas

Elukvaliteedi mõiste on raskesti defineeritav ja inimeste nõuded selles osas on drastiliselt erinevad. Teiste arvel laiutavad "kultuurrahvad", kuhu meiegi kuulume, hindavad elukvaliteeti korteri suuruse ning televiisorite, autode, pesumasinate ja mobiiltelefonide arvu järgi 100 000 inimese kohta, arengumaade elanikud on õnnelikud, kui nad saavad õhtul laudpõrandale või kotiriidele magama heita pesnuna ja söönuna. Miljardilises Indias kasutab tualetti vaid 23% riigi elanikest. Kui elukvaliteeti vaadata sellest vaatevinklist, siis on ka Tallinn klassikaline arengumaa pealinn, sest avalikke käimlaid on siin ilmselt vähem kui Dehli kesklinnas. Õnneks ei ole see Tallinna jaoks ainukene elukvaliteedi kriteerium, sest võimalik on tuua ka positiivsemaid näiteid.

Inimestel on hulk tarbeid ehk vajadusi: orgaanilised (vajadus toidu, õhu ja vee järele), funktsionaalsed (silmad tahavad näha, kõrvad kuulda ja jalad liikuda), sotsiaalsed (inimesed vajavad kontakti teiste inimestega), vaimsed ehk intellektuaalsed (teadmistejanu) ja esteetilised (janu kauni järele). Tallinnas on kõik olemas nende vajaduste rahuldamiseks ja looduskeskkonnal pole siin kaugeltki viimane osa. Tallinnast saab aastal 2011 Euroopa kultuuripealinn ja Tallinnast tuli algatus võistluseks Euroopa rohelise pealinna tiitlile.

Taasiseseisvunud Eesti seadis endale kümmekond aastat tagasi rea üllaid, kuid ebareaalseid eesmärke, mis tipnes loosungiga jõuda Euroopa viie kõige rikkama riigi hulka. Rikkust veel pole, kuid meile on ennetavalt jõudnud Euroopa Liidu rikaste liikmesmaade priiskav ja raiskajalik elulaad, mis peegeldub näiteks olmejäätmete pidevas kasvus. Paljud meie linna kaunid metsaalad on ju muutunud prügilateks.

Ei ole vastust küsimusele, kuna eraldus inimene loomariigist. Me ei tea isegi seda, millal tulid esimesed inimesed praeguse Eestimaa aladele. Arheoloogide andmeil ilmus inimene siia umbes 9500 ^{14}C aastat tagasi. Kuid on üsna tõenäoline, et Eesti aladele ulatusid neandertaallastest või kromanjoonlastest küttijate rännuteed juba viimasel jäävaheajal 120 000–130 000 aastat tagasi, mil Eestit katsid rohkete jahiloomadega okas- ja laialehiste puudega segametsad ning jaanuarikuu temperatuurid olid ligi 7 kraadi kõrgemad kui praegu. Küllap elasid ürgsed kütid siin ka Allerødi soojaperioodil 11 800–10 800 ^{14}C aastat tagasi, kuid nende jälgi pole seni veel leitud. Aga sellelaadsed avastused tulevad ikka juhuslikult, nagu näitasid väljakaevamised Tallinnas Vabaduse väljakul, mis nihutavad Tallinna esiasustuse hoopis varasemasse ajajärku, kui varem oletati.

Pärast jääaega kujunenud kliimatingimustes arenes Euraasia mandrit asustav inimkond kahes suunas: moodustusid suuri taimtoidulisi ulukeid küttivad jahimeeste rühmad ja korilased, kellest nooremal kiviajal kujunesid primitiivsed maaharijad. Miks varased inimesed valisid endale elupaigaks just Tallinna ümbruse, olid looduslikud eeldused, eelkõige sobivad sadamakohad ja võimalused nii kalapüügiks kui ka maaharimiseks.

Inimkonna sõltuvus loodusest on vaieldamatu. Rahvad on erinevad ja nende mentaliteet ning nõuded elukvaliteedile sõltuvad eeskätt just looduslikest tingimustest. Nõuded elule on kõrbe-, metsa-, stepi- ja põhjarahvastel täiesti

Natural environment in Tallinn

Anto Raukas

Quality of life is a difficult concept to define and measure. It can mean different things for different people in different settings. "Cultural nations", to whom we also belong, measure their life quality by the size of apartment or by the number of cars, television sets, washing machines and mobile phones per 100 000 people. However, inhabitants of developing countries are happy if they have something to eat, and a wooden floor or a piece of sackcloth to sleep on. In India, with an estimated population over 1 billion, only 23 per cent of inhabitants are accustomed to using toilets. In this aspect, Tallinn looks like the capital of a developing country because, in all likelihood, there are fewer public toilets Tallinn than in the centre of Dehli. Fortunately, this is not the only criterion for assessing the quality of life in Tallinn, because one can find much more positive examples.

People have a lot of needs including organic (need for food, water and air), functional (the eyes want to see, the ears want to hear, the feet want to move), social (people need contact with other people), mental or intellectual (thirst for knowledge) and aesthetic (desire for something beautiful). Tallinn has every opportunity to meet these requirements and here the natural environment is playing an important role. In 2011, Tallinn will become the European Capital of Culture. The proposal to establish the European Green Capital Award came also from Tallinn.

Since regaining independence, Estonia has set several noble but unreal goals. Some ten years ago, these culminated with the slogan to find Estonia among the ranks of the five richest states in Europe. There is not too much wealth yet, but the extravagant and wasteful lifestyle of wealthy nations has already reached us. This is revealed, for instance, in the steady increase in the amount of municipal waste. The picturesque forest areas of Tallinn are turning into garbage dumps.

There is no answer to the question: when did man become separated from the animal world? We don't know when man first appeared in Estonia. According to archaeologists, this happened some 9500 ^{14}C years ago. However, it is quite possible that hunting trips of Neanderthals or Cromanians took them to our area already during the last interglacial some 120 000–130 000 years ago when Estonia was covered by coniferous and broad-leaved forests, which abounded in game, and the temperature in January was 7 degrees higher than to date. In all likelihood, prehistoric hunters lived here also during the Allerød warming 11 800–10 800 ^{14}C years ago but their traces have not yet been discovered. However, sometimes such discoveries are made unexpectedly as showed the excavations on Liberty Square of Tallinn, which shifted the early human settlement in Tallinn to much earlier period than hitherto expected.

In the post-glacial climatic conditions, the mankind of the Eurasian continent developed in two directions. On the one hand, big groups of hunters formed who chased big wild herbivorous animals. On the other hand, there were gatherers who collected edible plants and turned into primitive land tillers in the Younger Stone Age. Why did early people choose to settle just in the area of present day Tallinn? Evidently, because of favourable natural preconditions. These included, first of all, suitable harbour sites but also good possibilities of fishing and tillage.

erinevad. Meie oleme metsarahvas ja metsarahvad on loodusesse suhtunud alati suure pieteeditundega. Õnneks jätkub loodusearmastust ka tänapäeva tallinlastel, millest annab tunnistust linna metsasus ja rohealade rohkus. Metsi on Tallinnas ligi 2500 hektaril ja siia jätkub rohkesti linde ja metsloomi. Metsa all on üle kolmandiku Nõmme linnaosast ja isegi Kesklinnas on metsa ligikaudu viiendikul territooriumist. Eestlase hingele loomuvastaseks on Lasnamäe, kus mets praktiliselt puudub ning see ei saa elukvaliteedile kuidagi positiivselt mõjuda.

Tänapäeva inimene kujundab loodust agaralt ümber ja ka Tallinnas on seda tehtud pikka aega. Esialgu sai inimene toitu, rõivaid ja peavarju lähiümbruse loodusest. Tänapäeval pole see aga enam määrav ning see võimaldab ka ümbritsevat loodust rohkem lagastada ja linnapilti rikkuda. Õnneks jäid realiseerimata Tallinna kesklinna stalinlikud renoveerimise ideed ning rajamata arhitekt Paul Härmsoni poolt soovitatud kiirtee läbi kesklinna Balti jaama. Kuid ka tänapäeva arhitektid on varmad linnapilti rikkuma ning neile saavad vastu seista vaid organiseerunud keskkonnakaitsjad, kes on koondunud erinevatesse ühendustesse nagu Hooliv Jätkusuutlik Tallinn, Nõmme Selts jpt.

Arenev linn vajas ehituskivi ja seda oli lähikonnas küllaga. Esialgu oli seda lihtne võtta Toompealt, kus omaaegne 13. sajandil rajatud paemurd kasvas enam kui 100 m pikkuseks ja poolesaja meetri laiuseks. Kui Toompea hoonestati, hakati Tallinna tarbeks paasi murdma Harku ümbrusest, millele hiljem lisandusid Lasnamäe paemurrud. Lasnamäe lademe paasi on läbi sajandite kasutatud müürideks, majaseinteks, sammasteks, treppideks, põrandateks ja hauatähisteks. Varasemad ehitajad näitasid kivi valikul üles suurt nõudlikkust, hiljem muutus määravaks mitte niivõrd kivi kvaliteet kui selle tarbijalähedus ja kättesaadavus.

Tallinnas on ka teine hinnatud ehitusmaavara – tellisesavi – Alam-Kambriumi ladestiku Lontova kihistu tihe savi, mis on tuntud ka sinisavina. Esimene kirjalik teade Kopli telliselöövi kohta pärineb Robert Nermani andmeil 1365. aastast. Telliselöövis põletati katusekive ja müüritelliseid. Kopli poolsaare metsa säilitamiseks toodi telliselöövile vajalikud küttepuud mujalt, peamiselt Naissaarelt ja Aegnalt. Geoloogiline varu on linna piires suur, kuivõrd savi on siin üle 60 m paksuse katkematu kihina. Savivõtukohad paiknesid vanasti Koplis, Pelgurannas ja Stroomis paljudes kohtades, hiljem koondus kaevandamine Kopli savikarjääri, mille baasil töötas Kopli tellisetööstus (Tallinna Ehituskeraamika Tehas). Praeguseks on kaevandamine lõpetatud ja karjäär suletud ning osaliselt ka rekultiveeritud. Kui vaadata aga ajaloolises tagasivaates, siis kindlustasid paas ja savi pikaks ajaks linlastele elukvaliteedi.

Ehitusliivgi ei olnud linna arengus vähetähtis. Siin tuleb eriti esile tõsta suurte varudega (üle 5 miljoni kuupmeetri) Männiku liivikut, kust liiva on kaevandatud juba 1939. aastast. Liiva ammutamise tagajärjel on karjääri tekkinud mitmeid järvi: Raku järv (ka Kivijärv), Männiku järv (ka Raudteejärv), Männiku Väikejärv ning Pumbajärv. Järvede ala on hinnatud puhkepiirkond. Liiva on Tallinnas ehituste tarbeks võetud paljudest kohtadest ja ettevõtteidki on olnud mitu, neist suurim tehas Silikaat, mille põhiline toodang oli silikaatkivid ja mitmesugused kuivsegud. Esimesed katsed valmistada liiva ja lubja segust pressitud telliseid tehti tehase Pärnu maantee ettevõttes juba 1899. aastal ja enne II maailmasõda tehti seal juba 7 miljonit tellist aastas. Männikul oli ka Eestile nii au kui ka häbi toonud silikaltsiidi uurimiskeskus. Silikaltsiiti saadi aluseliste ja happeliste koostiskomponentide ning vee segu aktiveerimisel desintegraatoris. Sellest valmistati Tallinna veel

Undoubtedly, man depends on nature. Nations are different and their mentality and demands for quality of life depend primarily on natural conditions. The needs and requirements of desert, forest, steppe and nordic people are entirely different. We are forest people who have developed a respectful attitude towards Nature. Fortunately, present-day Tallinners have also retained the love of nature as evidenced by abundant greeneries and forest areas in Tallinn. Forests providing favourable habitats for numerous birds and wild animals cover 2500 hectares in Tallinn. More than one third of Nõmme is under forest and even in the centre of the city forest covers about one fifth of the area. But Lasnamäe is almost devoid of forest and this cannot, by any means, contribute to the quality of life of its inhabitants.

Man is intensively transforming nature and this has also been done in Tallinn since long. At first man got his food, clothes and abode from his closest surroundings. To date, the environment is not playing a decisive role in man's life any longer. This has triggered wasteful use of nature, which gradually decreases the aesthetic value of the city. Fortunately, the plans, which addressed reconstruction of the town centre in a Stalinist style and construction of a speedway from the railway station through the town centre to Lasnamäe (suggested by the architect Paul Härmson) remained unrealized. Nevertheless, also present-day architects are rather „good" at spoiling the town picture and they can be stopped only by organized protectors of nature who have formed different societies like Caring Sustainable Tallinn, Nõmme Society etc.

The developing town needed construction stone and there was plenty of it in the neighbourhood. At first, limestone was mined at Toompea in a quarry taken in use in the 13th century. As a result of mining, the quarry reached more than 100 metres in length and 50 metres in width. When houses were built on Toompea, limestone came to be produced in the Harku area, later at Lasnamäe. Through the centuries, the limestone of the Lasnamägi Stage has been used for walls, staircases, floors and grave monuments. Early builders were very demanding as to the quality of limestone. In time, the availability of the limestone and the closeness of the quarry to consumers became much more important.

In Tallinn, there is another valuable mineral resource suitable for production of bricks. This is the dense blue clay of the Lower Cambrian Lontova Formation. According to Robert Nerman, the first written record of brick production at Kopli dates from 1365 and concerns the burning of roof tiles and wall bricks. To preserve local forest, firewood was brought from elsewhere, mainly from the islands of Naissaar and Aegna. In Tallinn the clay formed a 60 m thick uninterrupted layer and its reserves were great. It was mined at several places in Kopli, Pelgurand and Stroomi. Afterwards the mining concentrated into the Kopli clay quarry, which provided material for the Kopli brick industry (Tallinn Construction Ceramics Plant). Clay is no longer mined at Kopli; the quarry is closed and partially reclaimed. From the historical point of view, limestone and clay quaranteed the quality of life for Tallinners for a long time.

Construction sand also played a significant role in the development of the town. Mention deserves the Männiku sand field with its reserves exceeding 5 million cubic metres, where sand has been mined since 1939. The mined-out part of the deposit accommodates several lakes including Raku (also Kivijärv), Männiku (also Raudteejärv), Männiku Väikejärv and Pumbajärv. It serves as a recreation area for

praegugi ilmestavaid plokk- ja paneelmaju. On muidugi küsitav, mil määral need kindlustasid ja kindlustavad elanikele elukvaliteedi.

Tallinna arengut ja elukvaliteeti on oluliselt mõjustanud maakoore neotektooniline kerkimine, mis praegu on kordusnivelleerimiste andmetel 2,4 mm/a, kuid varem oli see märksa hoogsam. Maatõusu tõttu said Tallinna elanikud hakata karja kasvatama ja asuda elama merest vabanenud aladele. Juhul kui kliima jätkuva soojenemise tõttu peaks merevee tase kerkima, on maatõus päästerõngaks ka võimalike tulevaste uputuste vastu. 18. sajandi kaartidel olid praeguse Paljassaare poolsaare kohal Suur- ja Väike-Karli saar ning Kopli poolsaarel linnale kuuluv hobuste karjamaa, mis kõik on praeguseks omavahel ühenduses. Tõsi, Paljassaare ja Kopli poolsaare liitumisele aitas kaasa ka inimene, sest Tallinna sõjasadama ehitamise ajal aastail 1912–1917 täideti neid eraldanud väin tehispinnasega.

Maailma Looduskaitse Strateegia üheks põhipostulaadiks on, et igal maal tuleb ise leida vahendid ja luua alus arengu ja keskkonnakaitse ühendamiseks ning igale kogukonnale tuleb anda otsustamisvõimalus oma probleemide kõige tulemusrikkamaks lahendamiseks. Öeldust tulenevalt peavad ka Tallinn ja tema asumid ise valima endale parimad lahendused ja oma otsustes peavad nad olema vabad. Soovide tulemusrikkaks elluviimiseks peab olema rohkesti teadmisi. Tallinna kodanike eelduseks on nende kõrge haridustase ja teaduslik potentsiaal, pikaajalised loodushariduslikud traditsioonid ja mitmekesine taastumisvõimeline loodusmaastik, eeskätt rohealade rohkus. Senisest paremini tuleb aga suunata linnakodanike tegutsemismotiive ning tugevdada survegruppide mõju otsustajatele ja äraostetavatele ametnikele.

town people. Sand has been taken from different places for different enterprises, the biggest of those being the Silicate Plant, which produced silicate bricks and different dry mixtures. The first attempts to produce bricks from the mixture of sand and lime were made as early as 1899. Before World War II already seven million bricks were produced there annually. The Silicalcite Research Centre, which brought both fame and disgrace to Estonia, was also located at Männiku. To produce silicalcite, the mixture consisting of alkaline and acid components and water was activated in a disintegrator. The product was used to construct block and panel buildings. Now it remains to be questioned, to which extent these constructions have contributed and are still contributing to people's quality of life.

The development of Tallinn and its citizens' quality of life have been influenced by neotectonic uplift of the area, which according to repeated levelling data is taking place at a rate of 2.4 mm per year. Earlier it was much more rapid. Owing to land uplift, the inhabitants of Tallinn could start raising cattle and settle in the areas freed from the retreating sea waters. If the ongoing climate warming triggers sea level rise, the land uplift will provide protection against potential inundations. The maps of the 18th century depict Suur- and Väike-Karl Islands at the site of the present day Paljassaare Peninsula. On the Kopli Peninsula, the horses belonging to the town were pastured. To date, all these areas are connected with one another. Man has contributed to the merging of the Kopli and Paljassaare peninsulas because during the construction of a military harbour in Tallinn in 1912–1917 the sound between those peninsulas was filled with artificial deposits.

One of the main postulates of the World Conservation Strategy says that each country has to find its own means and lay a foundation for integrating the development and nature conservation. Each community must be granted the right to decide about the most purposeful solution of their problems. Hence, also Tallinn and its suburbs have to find the best solutions and they must be free in their decisions. Rich knowledge is needed for successful realization of dreams. The advantages of Tallinners are the high level of education and high research potential, long-term traditions in the field of nature education and diverse recoverable natural landscapes, first of all, the abundance of greeneries. Much more attention must be paid to guiding the motives causing people to act in a particular way. The influence of pressure groups on decision makers and dishonest officials must be strenghtened.

Lõppsõna

Tänapäevane linnakeskkond on kompleksne süsteem, mis koosneb looduskeskkonnast ja sotsiaalsest keskkonnast. Interaktsioonid mõlema keskkonna vahel on mitmetasandilised ja tihti mittelineaarsed. Praeguseks ajaks on selgeks saanud, et linnakeskkonna elukvaliteedi määrab suuresti looduskeskkond. Maailma suurlinnade näidetest on kindlasti võimalik õppida seda, kuidas me ei tohiks oma looduskeskkonnaga käituda. Aga looduskeskkond mereäärses linnas ei ole määratud millegi muu kui kolme sfääri – atmosfääri, hüdrosfääri ja litosfääri kokkupuutevööndis toimuvate looduslike protsesside poolt. Kui hästi me käitume oma looduskeskkonnaga – nii hea meil pikas plaanis ka elada on! Info- ja tarbimisühiskonnas on inimene kahjuks loodusest kaugenenud ja tal pole tihti aegagi juurelda ühe või teise loodusprotsessi või selle resultaadi üle. Parima elukvaliteedi nimel oleks seda siiski vaja teha. Parimate otsuste tegemiseks nii poliitilises, majanduslikus kui sotsiaalses dimensioonis on kahtlemata vajalik teada algtõdesid meid ümbritseva elusa ja eluta looduse kohta. Tallinna ümbritseva keskkonna erinevate Maa-teaduslike külgede näitamine, seda nii hetkesituatsioonis kui ka geoloogilise ajaloo retrospektiivis, oligi selle raamatu põhieesmärk. Autorid loodavad, et linnakodanikud ja teised huvilised leidsid sellest endale midagi kasulikku, said vastuseid tihti lihtsatena tunduvatele küsimustele ja leidsid mõtlemisainet parimate otsuste tegemiseks tulevikus.

Käesoleva kogumiku kokkupanemine sai võimalikuks tänu paljude inimeste koostööle. Kuigi konkreetne idee raamatu sisu kohta selgines juba 2006. aastal, jõuti kogumiku koostamiseni alles 2008. aastal. Selles protsessis mängisid olulist rolli Ain Valdmann Tallinna Kommunaalametist ja Arvo Käärd Tallinna Keskkonnaametist, kes leidsid finantsressurssi uuringute läbiviimiseks ja artiklite kokkupanemiseks ning näitasid selgelt, millised on linna vajadused loodusteadmiste omandamise osas. Suur tänu neile!

Alvar Soesoo

Concluding remarks

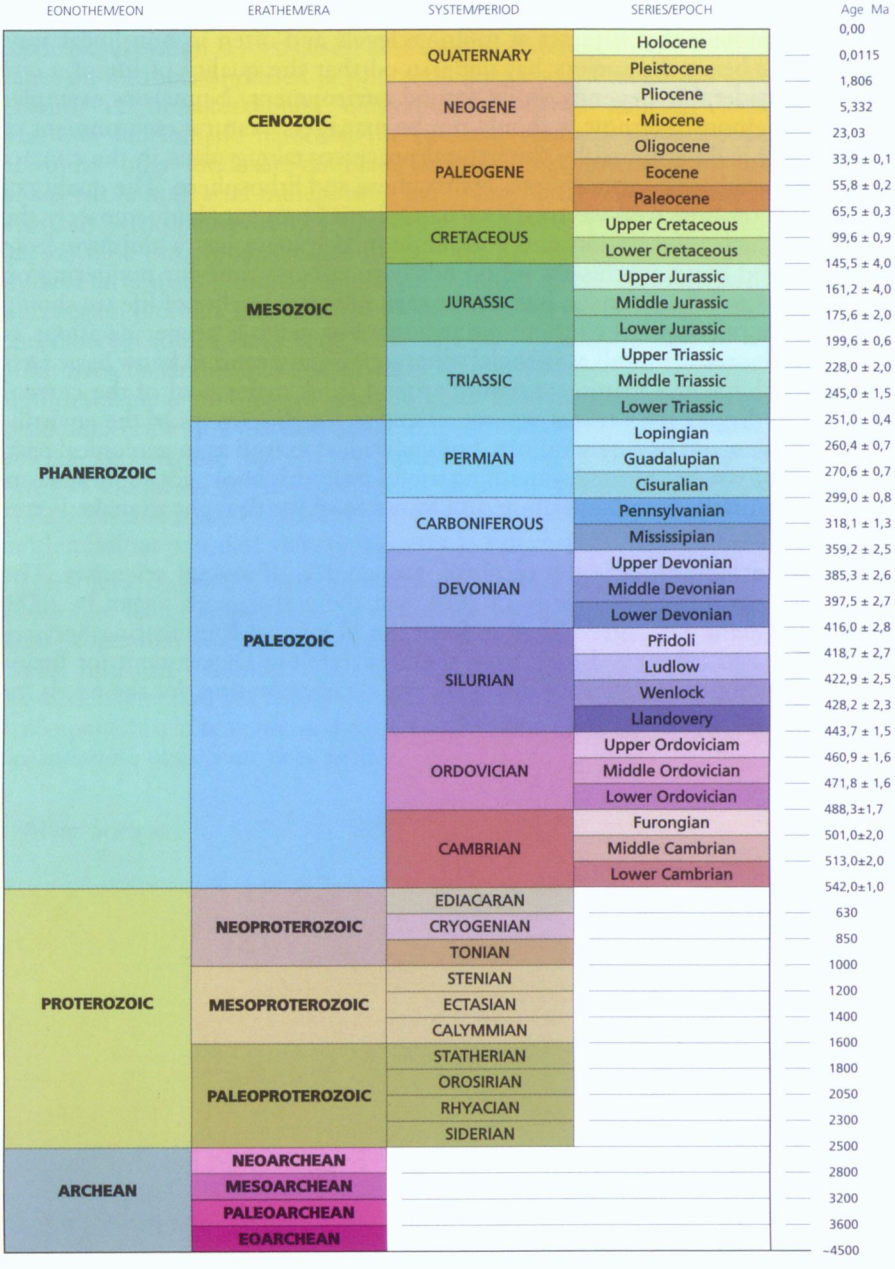
Modern urban environment is an integrated system, comprising natural and social environment that interact at multiple levels and often in non-linear way. For the time being the society has understood that the quality of life of a city or town considerably depends on its natural environment. Numerous examples worldwide demonstrate how it should not be managed. Natural environment of a seaside city is determined by the natural processes taking place in the contact zone of three spheres – atmosphere, hydrosphere and lithosphere. The quality of life depends on how well we treat our natural environment. Unfortunately the society in which information and consumption dominate has withdrawn from the nature and quite commonly we do not have enough time for pondering on the processes and their results, but for the sake of better quality of life we should pay much more attention to these discussions. For making proper decisions in political, economical as well as in social spheres, it is important to know basic facts about the wildlife and inanimate nature around us. A major goal of the current book was to display the various aspects related to Earth sciences of the environment of Tallinn and its surroundings, both nowadays as well as in geological past. We hope that you have found something useful from this book, got some answers for your seemingly simple questions and found food for thought to make better decisions in the future.

The current collection is the result of cooperation of several scientists. The conception was proposed already in 2006, but the actual work began in 2008. We wish to thank Dr. Ain Valdmann from the Municipal Engineering Services Department and Dr. Arvo Käärd from the Environment Department for financially supporting compilation of this book and clearly pointing out the needs for knowledge of Earth sciences.

Alvar Soesoo

Geological Time Scale

IUGS ICS Geological Time Scale 2004 (www.stratigraphy.org), adapted by Estonian Startigraphy Comission 2004 (www.gi.ee/ESK/)



TTÜ GEOLOOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU
Nr. 6639

KIK
KESKKONNAINVESTEERINGUTE KESKUS
TALLINN UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
INSTITUTE OF GEOLOGY
Tallinn
2011
TALLINN - EUROOPA KULTUURIPEALINN

KESKKONNAINVESTEERINGUTE KESKUS

TALLINN UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
INSTITUTE OF GEOLOGY

Tallinn 2011 TALLINN - EUROOPA KULTUURIPEALINN

GEOLOGY OF TALLINN

TALLINNA GEOLOOGIA

TALLINNA GEOLOOGIA

GEOLOGY OF TALLINN