

**TARTU ÜLIKOOLI  
GEOLOOGIA INSTITUUT**

**Kaidi Tilk**

**SILURI KLINT, SELLE GEOLOOGIA JA MORFOLOOGIA  
LÄÄNEMERE ALL SEISMILISE PIDEVSONDEERIMISE  
ANDMETEL**

**Magistritöö  
Juhendaja: dotsent I. Tuuling**

**TARTU 2006**

## Sisukord

Annotatsioon .....	4
1. Sissejuhatus.....	5
2. Siluri klint ja selle määratlus.....	7
3. Klindi mõiste, Siluri klindi kui mõiste kujunemine ja selle uuritus .....	9
<i>Klindi mõiste ja klindi käsitus geoloogilises kirjanduses</i> .....	9
<i>Siluri klindi mõiste kujunemine ning uurimise ajalugu</i> .....	12
4. Siluri klindi võimalikud tekkehüpoteesid .....	14
<i>Eksaratsiooni hüpotees</i> .....	14
<i>Abrasiooni hüpotees</i> .....	14
<i>Tektooniline hüpotees</i> .....	15
<i>Erosioonilis-denudatsiooniline hüpotees</i> .....	15
5. Siluri klindi geoloogia.....	18
<i>Ala struktuurne taust</i> .....	18
<i>Siluri settekompleksi kujunemine</i> .....	19
<i>Kesk-Devoni järgne kontinentaalne periood</i> .....	20
<i>Aluspõhjareljeefi põhijooned</i> .....	21
<i>Siluri kivimite ja -klinditasemete korrelatsioonist Gotlandi ja Saaremaa vahel</i> .....	22
6. Siluri klindi morfoloogiast maismaal.....	31
<i>Mandri-Eesti erosioonilised jäänukid</i> .....	31
<i>Lääne-Eesti saarte pangad</i> .....	37
Kesse pank .....	45
Pangaseina geoloogia ja morfoloogia välivaatlused .....	48
Kesse panga kõrgusandmed ning Jaani ja Jaagarahu lademete proportsioonid erinevates lõikudes.....	50
<i>Fårö ja Gotlandi klint</i> .....	54
7. Läänemere alune uuritav ala .....	58
8. Uurimismetoodika – kogutud seismoakustiline andmestik ja selle töötlemine ning esitlemine .....	59
<i>Seismoakustiline uurimismeetod</i> .....	59
<i>Algandmestik – seismoakustiliste profiilide võrk</i> .....	61
<i>Seismiliste andmete interpreteerimine, digitaalne töötlemine ja esitlemine</i> .....	63
9. Läänemerealune aluspõhjareljeef ja Saaremaa-Gotlandi klint, selle levik, morfoloogia ja geoloogia .....	64
<i>Läänemerealune aluspõhjareljeef ja selle põhijooned</i> .....	64
Läänemerealuse aluspõhjareljeefi üldkirjeldus.....	66
Kristalliinsete kivimite avamus.....	66
Kambriumi avamus .....	73
Ordoviitsiumi avamus – Balti klint ja Ordoviitsiumi platoo .....	76
Siluri avamus ja Siluri platoo.....	81
<i>Saaremaa-Gotlandi klint</i> .....	83
Siluri settekompleksi seismostratigraafiline liigestus.....	83
Saaremaa-Gotlandi klindikompleksi geoloogia ja morfoloogia .....	85

Siluri klindi kompleks.....	85
Klindijoonis – klindilahed ja klindineemikud.....	85
Stratigraafiline ulatus .....	86
Üldine morfoloogia.....	86
Peaastangu tagune nõgu .....	87
Hästi, keskmiselt ja halvasti säilinud klindikompleksid .....	89
10. Tänapäevane reljeef, selle võrdlus aluspõhjaga. Kvaternaarse pinnakatte paksus ja selle sõltuvus aluskorra reljeefist .....	97
<i>Tänapäevase ja aluspõhjareljeefi võrdlemine kaartidel ja kõrgusmudelitel .....</i>	97
<i>Kvaternaari setete paksusi iseloomustav kaart ja selle analüüs .....</i>	102
Balti klindi esine ala.....	104
Ordoviitsiumi platoo .....	106
Siluri platoo.....	108
Järeldused ja kokkuvõte .....	109
Tänuavaldused .....	111
Kasutatud kirjandus .....	112
Summary .....	121
Lisad.....	123

## **Annotatsioon**

Tilk, K. 2006. **Siluri klint, selle geoloogia ning morfoloogia Läänemere all seismilise pidevsondeerimise andmetel.** Tartu Ülikooli geoloogia instituut. Väitekiri geoloogiamagistri kraadi taotlemiseks, 127 lk.

Töös on kokkuvõtvalt käsitletud Siluri klinti kui märkimisväärset kuestalaadse reljeefi elementi Siluri kivimite avamusel Balti kilbi lõunanõlval, mis saab alguse Mandri-Eesti keskosast, kulgedes üle Kessulaiu, Muhu ja Saaremaa põhjarannikute, Läänemere alt Gotlandi saarele Rootsi rannikul. Töö originaaluurimuslik osa hõlmab Läänemere alust piirkonda Hiiumaa, Saaremaa ning Rootsi rannikusaarte Gotska Sandön, Fårö ja Gotlandi vahel, kust pärineb rikkalik seismoakustilise pidevsondeerimise andmestik. Sellele tuginedes koostati merealuse ala aluspõhjareljeefi kaart ja kõrgusmudel ning koostati arvukalt geoloogilisi läbilõikeid, mille kirjeldusi võrreldi vastavate tänapäevase reljeefi ning Kvaternaari setete andmetega. Detailsemalt kirjeldati arvukatele seismilistele profiilidele tuginedes merealust Siluri klindi geoloogiat ja morfoloogiat. Erinevate kaartide alusel võrreldi aluspõhjareljeefi, klindiastangute ning liustikulis-eksaratsiooniliste pinnavormide osa Kvaternaari settekompleksi kujunemisel.

Töö sisaldab rikkalikult originaalset illustreerivat materjali (aluspõhja ja tänapäevase reljeefi kaardid ning kõrgusmudelid, geoloogilised läbilõiked), mis on seni avaldatud materjalidest kaheldamatult kõige detailsem uuritava ala aluspõhjareljeefi ja geoloogiat käsitlev andmestik.

**Märksõnad:** Siluri klint, Läänemere alune aluspõhjareljeef, Saaremaa, Gotland, Kesse pank, Balti klint.

## 1. Sissejuhatus

2004. aastal tehti juba teine üritus Põhja-Eesti klindi lülitamiseks UNESCO maailmapärandi (looduspärandi) nimekirja (UNESCO World Heritage List). Selleks, et taotlusele kandvust ning kaalukust lisada, otsustati seekord sellesse lülitada Balti klint tervikuna, kuid kahjuks ei pääsenud see kandidaatide hulka. Balti klint kui Ida-Euroopa lauskmaa loodeosa märkimisväärsim pinnavorm hõlmab lisaks Põhja-Eesti klindile kui Balti klindi markantsemaile, kohati 56 meetrit püstloodsena langevale astangule, ka Venemaa loodeossa ja Rootsi jäävaid klindilõike (Joonis 1). Taotluse esitamisele eelnes varasemate klindiuuringute ülevaatamine, revideerimine ning täiendav uurimine geoloog K. Suuroja eestvedamisel, mille tulemusi on kajastatud mitmetes artiklites (Suuroja, 2004a; Suuroja, 2004b) ja monograafias (Suuroja, 2005). Rääkides aga Balti klindist kui terviklikust struktuurist ei tohi Laadoga järve lõunakaldalt kuni Ölandi saare lõunatipuni kulgevate maismaa klindiaastangute kõrval kindlasti märkimata jätta Läänemere voogudesse mattunud Balti klindi lõiku Osmussaare ning Ölandi põhjatipu vahel. Viimase lõigu geoloogiat ja morfoloogiat on detailsemalt uuritud viimase 10-15 aasta kestel toimunud Rootsi-Eesti Läänemere aluse Paleosoikumi settekompleksi geoloogiliste uuringute raames, mille tulemusi on siiani üldiselt kajastatud I. Tuulingu ja T. Flodéni artiklis (Tuuling & Flodén, 2001) ning detailsemalt M. Trooni bakalaureusetöös (Troon, 2001).

Lisaks maailma looduspärandi auraamatusse pürginud Balti klindile leidub Ida-Euroopa lauskmaa loodeosas veel teisigi ulatuslikke joonelise levikuga klindiaastangute süsteeme, milledest tuntumaks ning võimsamaks on kaheldamatult Siluri klint. See Siluri kivimitesse lõikunud astang kulgeb Balti ehk Ordoviitsiumi klindist (lõikunud peamiselt Ordoviitsiumi kivimitesse) 35–70 km kaugusel lõunas. Ilmutades esimesi pideva klindivööndi ilminguid juba Mandri-Eesti lääneosas, avaneb üle Kessulaiu, Muhumaa ning Saaremaa põhjarannikute ning viimase loodetipust Läänemere sügavustesse peitunud ja Pleistotseeni liustike poolt räsitud katkendlike klindiaastangute ilu täies hiilguses alles Gotlandil. Niisama palju kui eestlastel on põhjust olla uhke oma unikaalse, klindiaastangutest palistatud põhjaranniku üle, pole rootslastel vähem põhjust uhkustada püstloodsena, kuni 50 m kõrguselt merepiirile langevate klindiaastangute ning Siluri riffidest vormitud eriskummalise kujuga raukarite üle, mis palistavad Gotlandi põhja- ning läänerannikut.

Ehkki klindi alguse ja lõpp-punkti määratlus sõltub enamasti sellest, kummalt poolt Läänemerd pärineb hindaja, on eestlastel mõningaid klindi tekketeooriaid arvestades kaalukamaid argumente väitmaks, et alguse saab see looduse ime just Maarjamaalt. Paljudele saarlastele, kellele Põhja-Eesti pankrannik on liialt kaugel ja kättesaamatu assotsieerub klindi kui pinnavormi mõiste ennekõike ikka Panga pangal nähtuga, ja arvestades viimase mastaapsust, oleks ehk just sealt alates sobilik rääkida Siluri klindi alguspunktist. Iseasi on, kui võrd me hoomame Siluri klinti kui ühtset pinnavormi. On selge, et enamusel eestimaalastest pole aimu ei maalilisest Gotlandi rannikust, Saaremaa ning Gotlandi vahele jäävast veelusest Siluri klindiastangust ega klindi nime ja mõõtu väärivast Kessulaiu astangust, mistõttu kõlab Siluri klindi termin neile kuidagi kaugena ja võõrana. Jättes aga merealused ning -tagused klindilõigud kõrvale, kõlab ka meie kirjanduses kasutatav termin Lääne-Eesti klint (paekallas) (Tavast, 1993; Mardiste, 2002; Suuroja, 2003; Suuroja, 2005; jt) kuidagi võõrastavalt. Seda kõhklust on tajuda ka siiani kõige detailseimas Eestisse jääva Siluri klindi lõiku käsitlevas kirjelduses (Aaloe & Miidel, 1967), kus välditakse termineid *klint* ja *paekallas* ja kasutatakse neutraalsemat nimetust *Lääne-Eesti pangad*. Kui termini *klint* osas võiks veel vaielda, siis Mandri-Eesti lääneosas sellist geomorfoloogilist struktuuri nagu paekallas tänapäeval kohe kindlasti ei eksisteeri. Paese kalda nime võiks esimesena väärیدا alles Kessulaiu pank, millele kaugemal lääne pool lisanduksid Saaremaa põhja- ja loodeosas Panga, Ninase, Kuriku, Suuriku ja Undva pangad.

Eelpool mainitud arvestades võib arvata, et keskmise eestlase teadmised Siluri klindist ja selle Eestimaale jäävast ning võõrastavalt kõlavast lõigust, Lääne-Eesti klindist, on kasinad. Eks see tuleneb ennekõike selle pinnavormi enese selgest hoomamatusest, katkendlikkusest, piiratumast lateraalsest ja vertikaalsest ulatusest ja napimast uuritusest võrreldes „vanema ja suurema venna“ Balti klindiga. Kindlasti on selles omajagu süüd ka selle pinnavormi uurijatel, kes seda rahvale arusaadavas ning piltlikus keeles vähe tutvustanud on.

Viimasel aastakümnel on seoses Läänemere aluste geoloogiliste uuringute intensiivistumisega huvi selle pinnavormi vastu jälle suurenenud. Selle struktuuri merealust lõiku on põgusalt kirjeldatud eespool mainitud töös (Tuuling & Flodén, 2001). Just Rootsi-Eesti ühistest uurimustöödest tulenev uudne andmestik oli suurel määral aluseks ka autori poolt koostatud bakalaureusetööle (Tilk, 2003), mille loogiliseks arenduseks käesolev magistritöö on. Magistritöö koostamise käigus saadud tulemusi on eelnevalt tutvustatud Eesti Geoloogiakeskuse traditsioonilisel aprillikonverentsil (Tilk &

Tuuling, 2004), ajakirjas „Eesti Loodus“ (Tuuling & Tilk, 2004) ja 2004. aasta sügisel Tartus toimunud Läänemere maade meregeoloogia konverentsil (Tuuling, Tilk & Flodén, 2004).

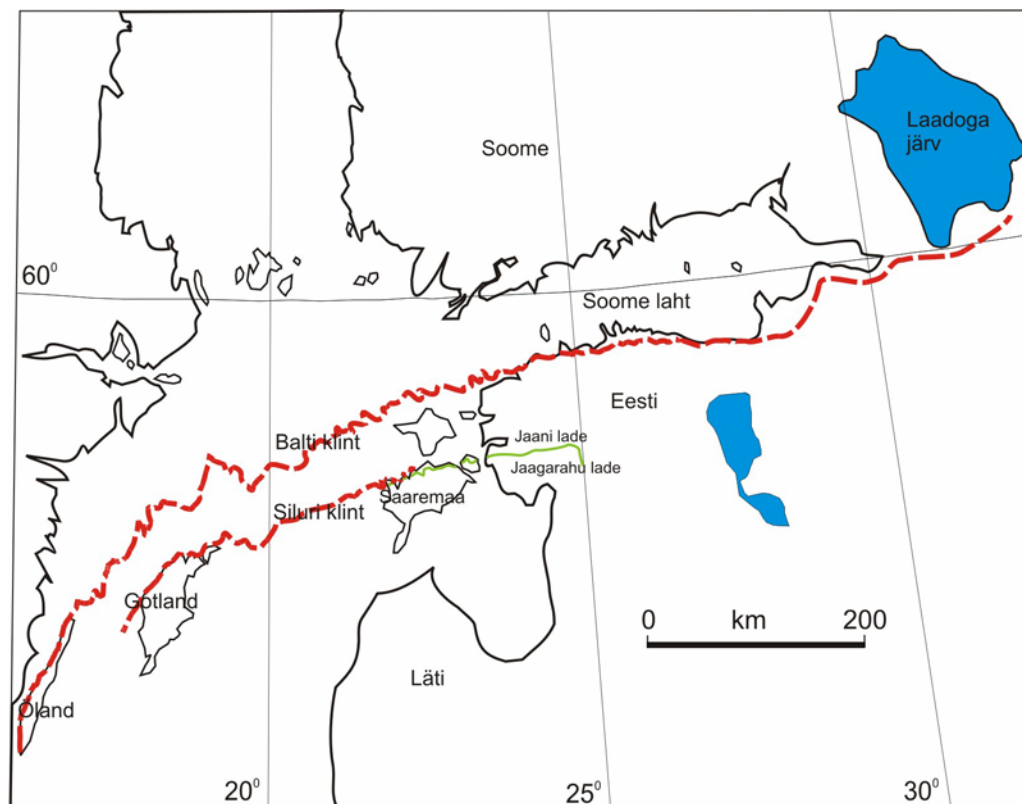
Ehkki töö põhieesmärgiks on ennekõike uudse seismilise pidevsondeerimise andmestiku kasutamine Läänemere põhjaosa aluspõhjareljeefi ja siiani vähim tuntud ja uuritud merealuse Saaremaa-Gotlandi klindilõigu geoloogia ja morfoloogia kirjeldamiseks, on töösse püütud kokkuvõtvalt põimida ka siiani üksikutes artiklites ja raamatutes ning geoloogilistes aruannetes hajutatud Siluri klinti käsitlevat maismaa andmestikku. Üheltpoolt täidab see lünka senisest napist kokkuvõtlikust ja ülevaatlikust Siluri klinti kirjeldavast andmestikust, teisalt tuginebki ju merealuse seismilise info interpretatsioon suuresti maismaal silmaga nähtud ja kontrollitud faktidele. Kuid erinevalt maismaa klindi morfoloogiast, mis paljuski peegeldab tänapäevaseid geoloogilisi protsesse (ennekõike maapinna kerkimisest tingitud vanade klindiastangute ekshumeerimist ja ümberkujundamist Läänemere murrutuse tulemusel) annab merealuse klindi uurimine meile informatsiooni sellest, millisena jäeti klint maha viimaste Pleistotseeni liustike poolt.

Autori panus merealuse Siluri klindi geoloogia ja morfoloogia uurimisse seisneb osa viimaste aastate seismiliste profiilide (1999-2004) aluspõhjareljeefi interpreteerimises, digitaliseerimises ja varasemate kõrgusmudelite (Tuuling, 1998; Tilk, 2003) täiendamises ja detailiseerimises ning aluspõhjareljeefi ja Siluri klindi struktuuri analüüsis. Lisaks osales autor aktiivselt Kessulau panga nivelleerimistööl ja saadud andmetel tugineva panga detailse morfoloogilise profiili ja kirjelduse koostamisel.

## **2. Siluri klint ja selle määratlus**

Kui Põhja-Eesti kõige silmatorkavamaks pinnavormiks on sealset lavamaad ääristav Põhja-Eesti klint, siis Lääne-Eesti positiivsete aluspõhjaliste pinnavormide hulgas on sääras(t)eks reljeefivormi(de)ks Kessulaidu, Muhumaa ning Saaremaa põhjarannikuid palistavate klindiastangute rida (Joonis 1). Viimane moodustab piki Jaani ja Jaagarahu lademete avamuste kontakti kulgeva astangu, millel on selge litoloogilis-läbilõikeline taust: savikate lubjakivide, savide ning merglite (Jaani lade) kontakt puhtamate ning arvukalt riffmoodustisi sisaldavate Jaagarahu lademe lubjakividega. Kuid tegelikkuses saavad piki kahe nimetatud lademe kontaktvööndit kulgevate katkendlike, suhteliselt

madalate pankade ja paekühmude ilmingud alguse juba Mandri-Eesti keskosast, väljendudes enamuses Jaagarahu riffidele põhinevate erosiooniliste jäänukitena Jaani lademe avamusel. Saaremaa loodetipus, kus Eesti maismaa lääne suunas otsa saab, kaob see pinnavorm Läänemere voogudesse, tulles uuesti ja veelgi võimsamana esile Fårö ja Gotlandi saarte põhja- ja looderannikul. Gotlandi saare läänerannikul Nyversuddeni piirkonnas kaob klindiastang uuesti Läänemerre, hääbudes merepõhjas Karlsö saartest läänes (Martinsson, 1958). Seda ligi viiesaja kilomeetri pikkust võimsat astangut, mis kulgeb piki litoloogiliselt kontrastsete kivimite avamuskontakti Wenlocki läbilõike allosas (Jaani ja Jaagarahu lade; Alam- ja Ülem Visby ning Högklindi kihid), nimetatakse Siluri klindiks. Enamasti on tegu küll astangute süsteemiga, kus selgelt väljakujunenud peaaastangut järgivad selle vahetus läheduses kulgevad väiksemad kõrvalastangud.



Joonis 1. Balti (Ordoviitsiumi) ja Siluri klindi geograafiline leviku skeem.

Siluri klindi piires võib geograafilisest asukohast ning klindiehituslikest eripäradest sõltuvalt välja eraldada viis lokaalset klindilõiku:

1. Mandri-Eesti erosioonilised jäänukid. See tinglik, ligikaudu 100 km pikkune Siluri klindi osa saab alguse Kesk-Eestist, Kergu lähedal paiknevast Linnamaa külast. Lääne suunas kulgeb see astangute ja paekühmude vöönd üle Pärnu-Jaagupi,



Mihkli, Lihula, Kirbla, Salevere, lõppedes vastu Läänemerd paikneva Uisu pangaga. Kaljuvoori piiritlevate astangute suhtelised kõrgused ulatuvad selles lõigus kuni 15 meetrini, kuid suurem osa bioherme ja pangaastanguid on vaid 3-7 m kõrgused.

2. Lääne-Eesti saarte pankade vöönd. Siia alla kuuluvad Kessulaiu, Muhu ning Saaremaa pangad, mis paiknevad ligi 90 km pikkusel lõigul. Nende loetletud saarte loode- ja põhjarannikuid palistavate isoleeritud astangute pikkused ja kõrgused ulatuvad vastavalt mõnesajast meetrist 2,5 km-ni ning paarist meetrist 21 m-ni.
3. Saaremaa-Gotlandi merealune klindilõik. See Läänemere põhja jääv, ligikaudu 200 km pikkune klindilõik kulgeb Saaremaa ning Fårö saarte vahel katkendlike astangute süsteemina, mille kõrgus aluspõhjas küünib kohati üle 100 m.
4. Fårö ja Gotlandi klindilõik. Kulgedes piki nimetatud saarte põhja- ja looderannikut moodustab see võimsaima Siluri klindi lõigu maismaal. Selle kogupikkuseks on veidi üle 80 km ning klindiharja kõrgus küünib 40-50 m üle merepinna.
5. Nyrevshuddeni Karlsö klindilõik. Kuna selles Läänemere piirkonnas seismilised profiilid praktiliselt puuduvad, on selle, ligikaudu 30 km pikkuse Siluri klindi osa kohta andmeid napilt. Merekaartidelt ilmneb, et selle klindilõigu kõrgus ulatub ligikaudu 80 m-ni ja see hääbub Karlsö saartest läänes.

### **3. Klindi mõiste, Siluri klindi kui mõiste kujunemine ja selle uuritus**

#### ***Klindi mõiste ja klindi käsitus geoloogilises kirjanduses***

Algupäraselt võeti termin *klint* kasutusele Taanis ja Rootsis. Rootsi geoloogi A. Martinssoni järgi (1958) tähistab Rootsi-Taani päritoluga sõna *klint* tavaliselt settekivimites olevat astangut ilma üheselt mõistetava morfoloogilise sisuta (see võib hõlmata nii merelise tekkega rannaastangut aluspõhjakivimites kui ka fluviaalerosioonilisi astanguid jõekaldal). Ilmselt neilt maadelt on see termin levinud ka teistele Läänemerd ümbritsevatele aladele, kus seda mõistet kasutatakse eelkõige mererannikut ääristavate aluspõhjaastangute määratlemiseks. Ehkki ka inglise keelses kirjapildis on samatähendusliku pinnavormi kirjeldamiseks kasutatud sõna *clint* (Martinsson, 1958; Tuuling, 1998), kasutatakse seda terminit inglise keelses teaduskirjanduses ennekõike koos sõnaga *grike*. Sel juhul iseloomustas *clint* karstumise käigus tekkinud lõhesid, mille

tulemusena tekivad üksteisest eraldunud lubjakivi plokid (*grike*). Tänapäeval on klinti kui mereranda palistavat astangut tähistavaks terminiks ingliskeelses kui valdavas teaduskeelses kirjanduses sõna *cliff*, mis on klindi kui termini suuresti ka algkeelsetest (Taani, Rootsi) teaduskirjutistest välja tõrjunud.

Kuid vaatamata hilisemale inglise keele pealetungile on termin *klint* läbi aegade kinnistunud paljude Läänemere äärsete aluspõhjaastangute nimetustes (saksa – *Glint*; läti – *klinšu* (pank jõekaldal) või *klints* (kalju); vene – *glint*). Ka eestikeelset (teadus)kirjandust on selle terminita meie võimsate Põhja-Eesti rannikuastangute kirjeldamisel raske ette kujutada. Kuid läbi ajaloo ning vahelduvate poliitiliste tõmbetuulte on üksnes muutunud selle sõna kirja pilt. M. Vabar (1961) selgitab oma „Eesti Looduse“ artiklis sõnade „*klint*“ ja „*glint*“ kasutamist eesti keeles. Need, kes kasutavad sõnakuju „*glint*“, väidavad, et selline kirja pilt tuleneb taani, kirjaviisi „*klint*“ aga rootsi keelest. Tegelikult taani keel kirja pilti „*glint*“ ei tunne ning ainult saksa keeles on sellist vormi kasutatud (Vabar, 1961). Kuna arenev eesti teaduskeel ja siinse ala looduse kirjeldamine ning uurimine tugines paljuski siinmail tegutsenud Balti sakslastele, oli eelmise sajandi keskel väga levinud eestikeelne kirja pilt „*glint*“ (Künnapuu, 1958; Orviku, 1958) ilmselt otseselt tulenev saksa keelsest sõnast „*Glint*“ (Tammekann, 1926). Lähtudes algkeelsest sõnast *klint* ja kuna eestlased hääldavad tähte *g* sõna algul *k*-na, on viimane lõppkokkuvõttes kodusem ning seetõttu tuleks ka eesti keeles kasutada sõna algupärast kuju – *klint* (Vabar, 1961). Tänapäeval ongi eestikeelses kirjanduses ainukasutatav kirja pilt „*klint*“.

Nii Eesti populaarteaduslikku kirjandusse kui ka rahva teadvusesse on juurdunud rida sõnu, mida kasutatakse klindi sünonüümina, kuid mis teaduslikust seisukohast lähtudes pole alati korrektsed. Nii kasutatakse sageli *klindi* sünonüümina sõnu *pank*, *klindiaastang*, *pangaastang*, *pankrannik*, *paekallas* ja *paerannik*. Termin *klint* on A. Tammekannu (1940) järgi astanguline üleminek reljeefis paekiviplatoolt rannikutasandikule Põhja-Eestis, mis koosneb vertikaalsest klindiseinast (*cliff-wall*) ja selle laugemanõlvalisest jalamist (*foot-slope*). Selle sünonüümiks võiks ka pidada eesti keeles laialt levinud mõistet *pank*, mis tähistab astangut mereranniku aluspõhjakivimeis. Viimast terminit kasutatakse aga enamasti klindi üksikute lõikude (Ontika, Türisalu, Panga, Mustjala jne) nimetamisel. Paljude teiste *klindi* sünonüümina käsitletavate sõnade, ennekõike aga sõnaliiteid *-pae-*, *-rannik-* ja *-kallas-* kasutamine teaduskirjanduses on sisulises mõttes ebakorrektnene, kuna *paas* eeldaks, et astanguseinas oleksid üksnes lubjakivid, *rannik* hõlmab lisaks

klindiasangule palju laiema ala mere ja maismaa piiril ja kui lähtuda merest, siis korrektse eesti keeles ei ole merel mitte kallas, vaid rand.

Nagu juba eespool lühidalt mainiti, on käesolevas töös klindi mõistes (Siluri klint) käsitletud litoloogiliselt kontrastsete Jaani ja Jaagarahu lademetega (Eestis) ja samavanuseliste Alam- ning Ülem Visby ja Högklindi kihtide (Gotlandil) avamuste piirialal eksisteerivad peamised ja kõrgemat astangut ning sellega vahetult piirnevaid võimalikke väiksemaid kõrvalastanguid. Kõrgeima astangu puhul kasutatakse sageli nimetust Siluri klindi peaaastang ning üksikute klindilõikude kirjeldamisel kasutatakse ka rahvapärast terminit *pank* koos selle ees esineva kohanimega.

Merealused uurimustööd näitavad aga selgelt, et põhja-lõuna suunas toimuv reljeefiline üleminek ühelt suuremat järku platoolaadselt alalt teisele hõlmab geoloogilises läbilõikes enamasti suurema stratigraafilise ulatuse kui üksnes Jaani ja Jaagarahu avamuste piiriala. Sellest tulenevalt hõlmab ka Siluri klint ise palju laiema vööndi ning ei ole kitsalt piiritletud üksnes peaaastangu ning selle vahetu ümbrusega. Sellist laiaulatuslikku klindi peaaastanguga kaasnevat astangute ja terrasside süsteemi, mis tähistab tõusva reljeefiga ala kahe suuremat järku platoolaadse tasandiku (Ordoviitsiumi ja Siluri platood) vahel käsitletakse antud töös analoogselt artiklile (Tuuling & Flodén, 2001) Siluri klindi kompleksina. Maismaa klindiasangute puhul on kõrvalastangute jätkumine mere all nähtamatu, nii nagu ka nende esinemine sisemaal on sagedasti varjatud pudedate pinnakatte alla või siis lihtsalt tabamatu liialt kaugete vahemaade tõttu. Seetõttu ei ole maismaal selline astmete ja terrasside vaheldumine ning ka klindi kompleks nii selgesti hoomatavad nagu see on merealustel seismilistel profiilidel. Seda klindi kompleksi mõistet tuleb eristada A. Martinssoni käsitlusest (1958), milles vaadeldi klindi kompleksi kui laialdase areaalse levikuga, üksikutest lõikudest koosnevat ühtset joonelist pinnavormi, mis paljude geoloogiliste protsesside tulemusena on liigestatud eraldiseisvateks klindi lahtedeks, kus klint kui pinnavorm on pea olematu, ja neemikuteks, kus klindiastang eksisteerib oma täies hiilguses.

Vaatamata selgele defineeritusele, mil klindi kompleks peaks saama piiritletud peaaastangu ees ja taga paiknevate astangutega, mis tähistavad üleminekulist tõusva reljeefiga ala kahe suurema platoo vahel, ei ole Siluri klindi kompleksi piiritlemine tegelikkuses aga alati üheselt teostatav ja sisaldab endas vaatamata kõigele teatavat subjektiivset momenti. See on ennekõike seotud klindi kompleksi väga keeruka morfoloogiaga, kuna sagedasti aimatav esialgne astangute ja terrasside süsteem on mitmesuguste hilisemate geoloogiliste protsesside tulemusena (eksaratsioon, erosioon)

tugevasti moonutatud ja nivelleeritud. Teiseks nõuaks pinnavormi eraldamine alati võimalust selle igakülgeks ruumiliseks jälgimiseks, mida aga antud profiilide tihedus üheselt ei võimalda.

### ***Siluri klindi mõiste kujunemine ning uurimise ajalugu***

Kui nimetuse *Balti klint* päritolu seostub selgelt Läänemerega, mille nimetuses paljudes keeltes sõna „Balti“ sisaldub, siis nimetused *Ordoviitsiumi* ja *Siluri klint* tulenevad otseselt kivimite vanusest, millesse need astangud on formeerunud. Ehkki selline lähenemine sisaldab ka teatavat ohtu, et neid nimesid seostatakse klindiastangute vanusega, on selline nimetuste kasutamine loogiline ja tänapäeval laialdaselt kasutusel. Kuid ajalooliselt on nii Eestis kui ka Rootsi rannikumere saartel (Öland, Gotland) paljanduvate samavanuseliste kivimite kui ka neis esinevate ilmselt ühese päritoluga klindiastangute seostamisel olnud suuri segadusi.

Kui tingituna sarnaste rannalähedaste faatsioste laialdasest levikust Paleobalti Ordoviitsiumi meres oli neist tekkinud kivimite ülemere korrelatsioon Põhja-Eesti ja Ölandi vahel võrdlemisi lihtne ja sellega saadi põhijoontes hakkama juba 19. sajandil (Schmidt, 1881), siis Gotlandi Siluri kivimite ligikaudnegi rööbistamine Eestis paljanduvate sama ladestu kivimitega valmistas peavalu veel 20. sajandi algupoolelgi. Nii korreleerib C. Wiman (1901) Kesk-Eestis avanevaid Porkuni lademe kihte Gotlandi rannikul paljanduvate kihtidega. Alles 1956. aastal rööbistab A. Aaloe esmakordselt Eestis esinevaid Jaagarahu lademe riffmoodustisi Gotlandil esinevate Högklindi riffidega, mis on Siluri klindi ülemere rööbistamisel otsustava tähtsusega. Arvestades tänapäeva teadmisi Siluri kompleksi kiirest fatsiaalsest muutlikkusest ning selle selgeid litoloogilisi erinevusi Gotlandi ja Saaremaa vahel, on selline ebalev Siluri kivimite ülemere korrelatsioon ka arusaadav.

Kuid klindiastangute ülemere korreleerimine nõudis lisaks maismaal nähtule ja korreleeritule teadmisi ka Läänemere alusest merepõhjareljeefist, mille kohta hakkas esmaseid teadmisi kogunema alles 20. sajandi esimesel poolel. Nii identifitseeriti esmakordselt Läänemere alune Ordoviitsiumi klint alles E. Büchtingu dissertatsioonis (1918). Kuid selle täpsem olemus, levik ning rööbistamine Põhja-Eesti ja Ölandi ranniku vahel jäi tükiks ajaks segaseks, kuna veel 1938. aastal vedas W. Giere, kes esmakordselt määratles õigesti klindiastangu olemasolu Ordoviitsiumi kivimites Gotlandist läänepool, selle astangu oma kaartidel Gotska Sandöni juures kokku Siluri kivimites oleva astanguga. Alles 1940 aastal avaldatud kaardil näitab A. Tammekann selgelt, et Põhja-

Eesti ja Ölandi klindid on kui ühtse Balti klindi kaks erinevat lõiku, mida ühendab Läänemere alune klindilõik.

Ehkki A. Aaloe (1956) korreleeris õigesti Jaagarahu ja Högklindi riffstruktuure ja mainis nende esinemist klindiasangute lael Muhus ja Saaremaal, ei teinud ta katset rööbistada ülemere klindiasanguid ega kasutanud oma kirjutises kordagi nimetust Siluri klint. Seda arvatavasti lihtsalt puuduliku informatsiooni tõttu analoogse Läänemere aluse klindiasangu olemasolust Siluri kivimites. Esimest korda kõlab Siluri klindi nimetus arvatavasti 1958. aastal ilmunud A. Martinssoni töös, milles avaldatud kaardil näidatakse esmakordselt ka selgelt kahte, erivanuselistes kivimites esinevat ja ülemere rööbistatavat klindiasangut – Ordoviitsiumi ja Siluri klinti. Niisamuti püütakse selles töös esmakordselt kirjeldada nende merealuste klindiasangute morfoloogiat ja seotust erivanuseliste aluspõhjakivimite avamustega.

Uus etapp merealustes uuringutes saabus kuuekümnendate aastate alul seoses seismoakustilise profileerimise meetodi kasutuselevõtuga, mis lisaks merepõhja reljefile võimaldas esmakordselt jälgida ka aluspõhjareljefi. Selle perioodi töödest väärub märkimist T. Flodéni 1980. aastal ilmunud monograafia Läänemere keskosa geoloogiast, mis esmakordselt sisaldab arvukalt seismilisi profiile ja nende alusel koostatud profiile nii üle Ordoviitsiumi kui ka Siluri klintide. Ehkki 1991 aastal ilmunud venekeelses monograafias „Läänemere geoloogia ja geomorfoloogia“ (Grigelis, 1991) käsitletakse valdavalt Läänemere regionaalgeoloogiat ja morfostruktuuri, sisaldab see lisaks arvukalt seismoakustilistele uuringutele tuginevaid näiteid Läänemere aluspõhjareljefi vormidest ning erinevatest klindiasangutest. Mõningaid seismoakustilisele pidevsondeerimise andmetele tuginevaid Siluri ning Ordoviitsiumi klindiasangute profiile ja morfoloogiat on näidatud ka 1993. aastal ilmunud monograafias „Eesti šelfi geoloogia“ (Lutt & Raukas (toim), 1993). Siiani detailseim töö uuritava Läänemere aluse piirkonna aluspõhjareljefist, milles esmakordselt kirjeldatakse ka detailsemalt klindiasangute ning neid lahutava Ordoviitsiumi platoo morfoloogiat, publitseeritud 2001. aastal I. Tuulingu ja T. Flodéni poolt. Erineva geneesiga Kvaternaarisetete levikut ning nende seotust aluspõhjareljefiga uuritava ala piires on oma doktoritöös käsitlenud ka R. Noormets (2001).

#### **4. Siluri klindi võimalikud tekkehüpooteesid**

Balti ja Siluri klint ning nendega külgnevate astangute ja terrasside süsteemid (klindi kompleksid) on Ida-Euroopa lauskmaa loodeosa kaks sarnast geomorfoloogilist struktuuri. On selge, et nii üks kui ka teine on ühtse regionaalse kuestalaadse reljeefi element – astanguline üleminekuala ühelt nõrgalt lõunasse kallutatud tasandikuliselt kuestaplatoolt teisele. Sellest loogikast lähtudes võib oletada, et need kaks reljeefivormi on nii ajalises kui ka geneetilises mõttes teineteisega suures osas identsed struktuurid. Suure tõenäosusega on neil kahel ka sarnane tekkeviis, mistõttu allpool käsitletut ning geoloogilises kirjanduses ohtrasti Balti klindi võimalike tekketeooriate kohta diskuteeritut võib vabalt eelnevale loogikale tuginedes ka Siluri klindile üle kanda.

##### ***Eksaratsiooni hüpootees***

A. Jentzsch (1914) ja A. Amantov (1995) pooldavad oma töödes Balti klindi kujunemisel ühte tegurit – liustikke – mis nende arvates liikusid siinmail lääne-ida suunaliselt. See on aga vastuolus olemasolevate faktidega, kuna seni teadaolevate Pleistotseeniaegsete liustike valdavad liikumissuunad loodest edelasse ja põhjast lõunasse (Raukas & Karukäpp, 1979) olid risti vastupidised nii klintide (Balti ja Siluri) eneste kui ka nende eelsete nõgude kirde-edelasuunalisele orienteeritusele. Veelgi enam, liustike eksaratsioon on regiooni aluspõhjareljeefis kujundanud välja hoopiski klinti lõikavad orundid ja vaondid, millede olemasolu on väga selgelt väljendunud nii mõlema klindi Läänemere alustes (Tuuling & Flodén, 2001) kui ka Põhja-Eesti ja Loode-Saaremaa rannikute lõikudes maismaal. Orundid ja vaondid moodustavad nii maismaal kui mere all nn klindi lahtesid, kus klint kui pinnavorm on praktiliselt olematu ning nende vahele jäävaid neemikud, kus klindiasang tuleb selgelt esile (Tammekann, 1940; Tuuling & Flodén, 2001).

##### ***Abrasiooni hüpootees***

Selle hüpooteesi pooldajad (Eichwald (1850), Giere (1932), Grewingk (1861), Menaker (1940)) arvavad, et klint on tekkinud meremurrutuse käigus: lained abradeerivad klinti ning vesi kannab lahti tulnud materjali ära. Kuid ka selle hüpooteesi tõestamisega tekib raskusi, kuna see eeldab pikaajagse ning stabiilse merelise basseini olemasolu klintide eelsel alal, mida geoloogilises lähiminevikus polegi meie territooriumilt nii lihtne leida. Isegi kui Balti ja Siluri klindiasangud oleksid Kvaternaari ajastul meie territooriumi katnud Eemi mere (Läänemerenõos olnud meri, mis eksisteeris umbes 125 000-90 000

aastat tagasi) abrasiooni astangud, on pea võimatu uskuda, et see bassein oma arengu käigus oleks suutnud kujundada mitu identset astangute süsteemi, samas neid kümnete kilomeetrite võrra lõunapoole nihutades nii, et nende ette kujunesid ulatuslikud kulutustasandikud. Pealegi oleks nende astangute teke eeldanud Eemi mere paleogeograafias mitut eraldiseisvat pikaajalist, pideva kuid aeglase maakoore vajumisega murrutuse etappi, kuna maakoore tõusu puhul oleks klint sisemaa poole nihkunud. Kuid ala seniste andmete alusel on selliseid etappe võimatu eeldada, kuna jäävaheaegade vahel toimus pidev maakoore tõus. Samuti ei tohiks olla liiga kiiret või aeglast meretaseme tõusu, kuna esimesel juhul jääks klint vee alla ning teisel juhul ei saa abrasioon klinti uuristada, kuna klindilt langev materjal takistaks seda (Miidel, 1992).

### ***Tektooniline hüpotees***

Tektoonilist hüpoteesi on ajaloos pooldanud mitmed teadlased (Ramsay, 1910; Doss, 1913; Kraus, 1928; Valejev, 1978; jt). Ühed (Ramsay, 1910; Doss, 1913) oletavad, et piki Soome lahe joont tekkis murrang või alang, teised (Valejev, 1978) pooldasid Taani väinadest Valge mereni ulatuva ala kuulumist Proterosoikumi, Paleosoikumi või Neogeeni riftide vööndisse ning kolmandad (Kraus, 1928) seletasid murrangute teket jääajaga.

Suuresti on tektoonilise taustaga hüpoteesid siiski ajaloolise väärtusega, kuna nende teooriate loomise ajal puudus tänapäeval teada olev faktiline andmestik ning piirkonna üldisest tektoonilisest ehitusest ja taustast ei olnud nii palju teada kui tänapäeval. Tänaseni ei ole täheldatud selget klindiastangute kokkulangevust tektooniliste riketega. Veelgi enam, regiooni jooneliste tektooniliste rikkevööndite orientatsioon on nii Eesti mandriosas (Vaher, 1983) kui ka Läänemere all risti klindiastangute orienteeritusele, olles valdavalt loode-kagu ja põhja-lõuna suunaline (Tuuling & Flodén, 2001).

### ***Erosioonilis-denudatsiooniline hüpotees***

Tänapäeval tundub kõige paikapidavama ja reaalsemana hüpotees, et sarnased Läänemere regioonis esinevad klindiastangud on tekkinud erosioonilis-denudatsiooniliste protsesside tulemusel, mis on kogu regioonis kujundanud kuestalaadse morfostruktuurse põhiplaani. Selle hüpoteesi ja kuestalaadse reljeefi tekkimise eelduseks on regiooni struktuur-geoloogiline taust ning nõrgalt ühes suunas kallutatud ja litoloogiliselt väga kontrastsete kivimite olemasolu geoloogilises läbilõikes. Uuritav ala jääb Balti kilbi lõunanõlval paiknevale Balti homoklinaali piiresse, kus nõrgalt

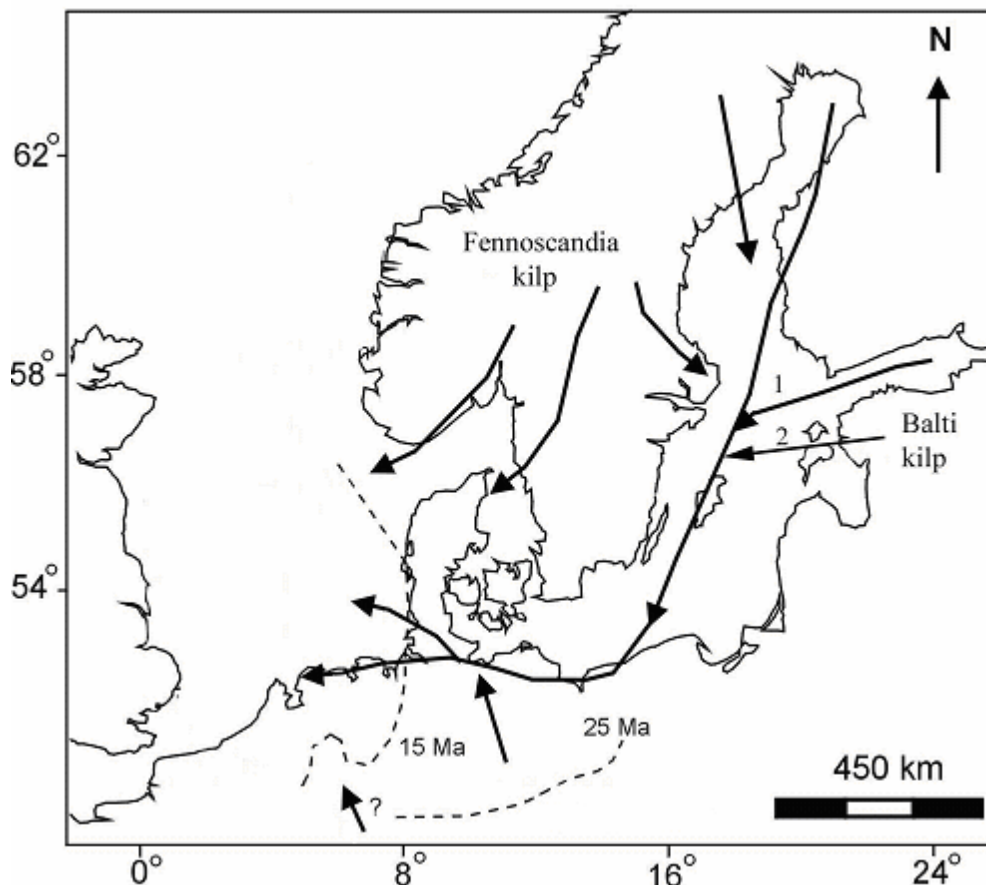
lõunasse kallutatud ja erosiooniliselt vastupidavuselt väga erinevad üksteisel lasuvad kivimkompleksid esinevad nii Ordoviitsiumi kui ka Siluri ladestutes. Regiooni maakoore kerkimine ning erosioonibaasi muutumine kooskõlas selliste struktuur-geoloogiliste tingimustega loovad hea eelduse vahelduvate astangute ja platoode tekkeks ning arenguks, juhul kui kihtide kallakusega ristuv suunas arenevad suured jõed.

Seega mängisid erosioonilis-denutatsioonilise hüpoteesi puhul klindiastangute kujunemisel peamist rolli suuremad, kirde-edelasuunas orienteeritud oletuslikud jõed, mis Ida-Euroopa lauskmaa sisealadelt pidid Läänemere nõo kaudu voolama kusagile lõunasse/edelasse asuva ning regiooni erosioonibaasi määrava mere suunas. Pikema geoloogilise aja kestel toimus arvatavasti tänu kihtide lõunasuunalisele kallakusele nende jõeorgrude aeglane migreerumine lõunasse ning reljeefijärsakutega palistatud lõunaveergude kujunemine, mis avalduvadki tänapäeva reljeefis võimsate klindiastangutena (Miidel, 1992). Neist ürgsetest oletatavatest jõeorgrudest on enim räägitud kunagi Soome lahes voolanud Ürg-Neevast, mille lõuna poole liikumine toimus piki erosioonile vastupidavaid kristalliniseid kivimeid. Kuid sarnaselt Ürg-Neevale pidanuks analoogne jõgi voolama ka Siluri klindi eelses nõos, kus külgerosiooni toimel lõuna suunas migreerunud jõgi kandis põhiliselt ära savika ning erosioonile kergesti alluva Llandovery-Wenlocki savikate lubjakivide ning merglite kompleksi (Adavere, Jaani lademed, Alam ja Ülem Visby kihid), kujundades peamise astangu aga Wenlocki kompleksi allosas paikneva väga terava litoloogilise kontakti (Jaani ja Jaagarahu lademete ja Ülem Visby ning Högklindi kihtide) piirile.

Arvestades praeguse Balti kilbi ja seda ümbritsevate alade märgatavat kerkimist Põhja-Atlandi riftistumise tulemusena Kainosoikumis, võib suure tõenäosusega väita, et selle kerkiva regiooni lõunanõlval aktiveerus erosiooniline tegevus, mis tõi kaasa ulatusliku jõevõrgustiku väljakujunemise. Jõgede erodeeriva hüpoteesi kasuks räägib hiljuti Põhjamere süvaseismikaga avastatud ulatuslik Neogeeni vanusega deltatsete kompleks (Ovrem et al., 2001). Arvatakse, et suurem osa sellest settematerjalist pärineb Balti kilbilt ja seda ümbritsevatelt aladelt, mis transporditi sinna hüpoteetilise hiidjõe Eridanose poolt umbes 10 miljonit aastat tagasi. Eridanose jõgi (Joonis 2) on oletuste kohaselt mõnekümne miljoni aasta eest piki tänapäeva Läänemere lääneosa kulgenud hiidjõgi, millesse idapoolsete lisaharudena võisid voolata nii Ürg-Neeva kui ka analoogne jõgi Siluri klindi ees. Jõgede võimalikku läänesuunalist kulgu tõendavad kaudselt ka aluspõhjareljeefi samasuunaline kallakus ning kogu regiooni erosioonilõike sügavnemine ja kulutusega ära kantud kivimaterjali hulga suurenemine idast läände, mis eriti selgelt



avalduub piki Soome lahte ja Siluri klindi eelset ala (Tuuling, 1998). Viimastel aastatel elavalt diskuteeritud Botnia-Balti tektooniliselt aktiivne vöönd (Puura & Flodén, 1997; Tuuling & Flodén, 2001) selgitaks ka Läänemere lääneosa piirkonna tektoonilist vajumist, mis ühelt poolt aidanuks mahutada sealtkaudu kulgevat suurt hüpoteetilist Eridanose jõge, kuid teisalt olnuks ühtlasi kogu sellesuunalise harujõgede võrgustiku käivitavaks mootoriks (Tuuling, 1998). Kuid tuleb nõustuda mõningate autoritega (Suuroja, 2005), kes märgivad õigesti, et üksnes nii suurte jõgedega on kindlasti raske seletada kõiki nüansse ja detaile klindiastangute morfoloogias, ennekõike mitmete klindiastangute ja ka terrasside teket. Selline jõgedevõrk kujundas vaid välja regiooni kuestalaadse morfostruktuurse põhiplaani ning kujunevate astangute enese morfoloogia oli mõjutatud paljudest muudest faktoritest ja protsessidest.

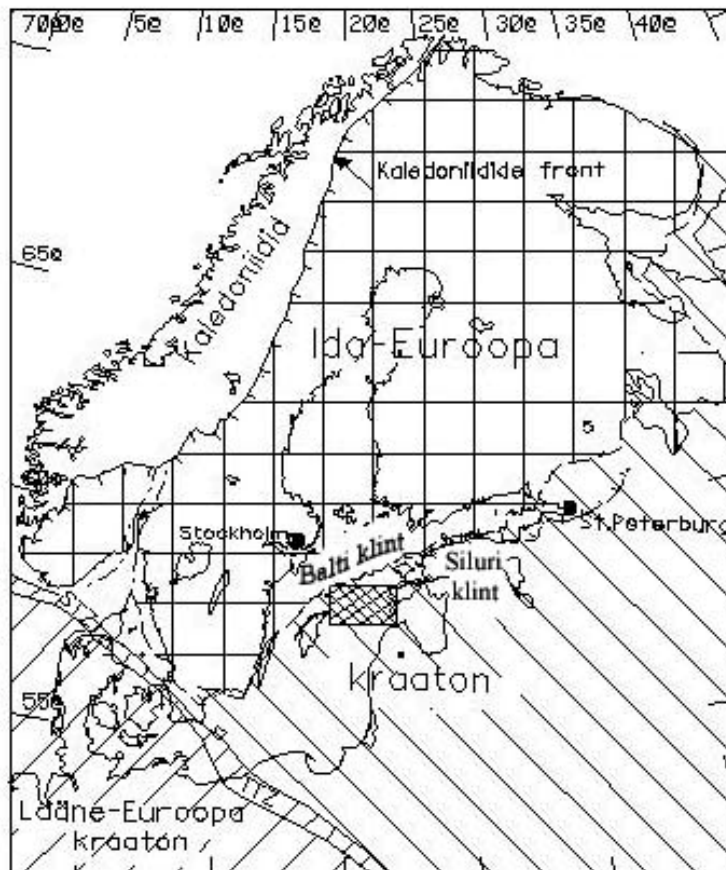


Joonis 2. Hüpoteetiline Eridanose jõgi koos oletatavate lisajõgedega (Overeem et al., 2001 järgi). Katkendliku joonega on tähistatud rannajooned 15 ja 25 Ma tagasi. 1 – oletatav Ürg-Neeva, 2 – oletatav jõgi Siluri klindi ees.

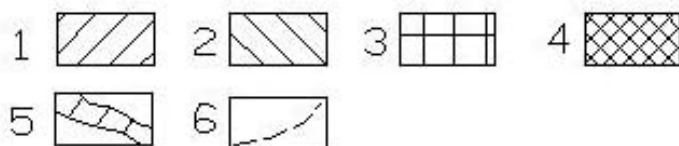
## 5. Siluri klindi geoloogia

### *Ala struktuurne taust*

Tektoonilises-struktuurses plaanis asub uuritav ala Ida-Euroopa kraatonil (Joonis 3), Balti kilbi ning Vene lava kokkupuute alal. Ala iseloomustab kahekorruseline struktuurne ehitus, kus Svekofenni orogeneesi metamorfseid kivimeid katavad Vara-Paleosoikumi settekivimid. Alast lõunasse jääb Balti sünekliis, kus Siluri perioodi kestel asus selle regiooni peamine settekuhjeala. Eelkõige sellisest struktuursest asendist – Balti kilbi ja Balti sünekliisi vaheline nõlvaala – on tingitud nii kristalliinse aluskorra pealispinna kui ka settelise pealiskorra nõrk lõuna-kagu suunaline kallakus  $0,1^{\circ}$ - $0,3^{\circ}$ . Sellised Paleosoikumi settekompleksi lasumustingimused on omased laialdastele aladele Balti kilbi lõunanõlval, moodustades siin nn Balti homoklinaali (Tuuling et al., 2003).



Joonis 3. Uuritava ala geoloogilis-struktuurne asend (Tuuling, 1998 järgi). 1 – Lääne-Euroopa kraaton, 2 – Vene lava, 3 – Balti kilp, 4 – uuritav ala, 5 – Ida- ja Lääne-Euroopa kraatonit eraldav peamine süvamurrangute võõnd (STZ – Sorgenfrei-Tornquisti ja TTL – Teisseyre-Tornquisti võõnd), 6 – settelise aluspõhja kivimite põhjapoolne levikupiir.



### *Siluri settekompleksi kujunemine*

Siluri klindiastrangu kujunemisel on lisaks juba mainitud üldisele homoklinaalsele struktuursele taustale määrava tähtsusega olnud pehmete, erosioonile kergesti alluvate kivimite vaheldumine kõvade, erosioonile vastupidavate kivimitega Siluri kompleksi vertikaalses läbilõikes. Sellest lähtuvalt on olnud määrava tähtsusega Siluri ajastu alguse sündmused, mil formeerus just vastav litoloogiline läbilõige.

Siluri ea alguseks, mil Baltica Paleokontinent oli triivitud ekvatoriaalvööndisse (Torsvik et al., 1992), oli uuritaval alal välja kujunenud kagusse, Tornquisti mere suunas avatud perikontinentaalne settebassein (Bassett et al., 1989). Kogu Ordoviitsiumi kestel eksisteerinud laugenõlvalisest ühtlaselt sügavnevast Paleobalti basseinist oli selleks ajaks formeerunud selgelt diferentseeritud batümeetriaga kontinentaalne ääremeri, milles eraldusid basseini lauge madalaveeline šelf, järsem nõlvaala ja süvaveeline keskosa (Nestor, 1990). Selgelt diferentseerunud ja tektoonilistest liikumistest mõjutatud ekvatoriaalmerelises basseinis formeerusid fatsiaalselt muutlikes tingimustes nii lateraal-kui vertikaalsuunas väga varieeruva litoloogilise koostisega settelasundid, milles sisalduv purdmaterjali hulk ja terasuurus oli otseses sõltuvuses erosiooniprotsesside aktiivsusest samaaegselt formeeruvatest Kaledoniidide mägedest uuritavast alast loodes.

Llandovery ea teisel poolel toimunud transgressiooni kestel kuhjusid laialdastel aladel süvaveelisemad savikamad setted (Adavere ja Jaani setendid), millele Llandovery ea lõpus toimunud basseini kiire taandumise tingimustes ladestusid rannalähedases ekvatoriaalmeres madalveelised karbonaatsed setted (Jaani lõpu Jaagarahu alguse setendid). Viimatinimetatud perioodi rannikulähedase madalmere fatsiaalsed tingimused olid eriti soodsad riffstruktuuride tekkeks ja kasvamiseks. Selle tunnistuseks on laialdane rannikulähedane riffide vöönd, mis on jälgitav Gotlandil, kust see selge vööndina ida suunas Läänemere alt üle Eesti Leeduni jätkub (Nestor, 1995). Eriti massiliselt esineb peamiselt stromatopooridest, lubivetikatest, korallidest ja sammalloomadest moodustunud riffe Högklindi kihtides Gotlandil, vähem Eesti saarte ja mandriosas (Jaagarahu lade) ning Läänemere all. Sagedasti on sellealised rifid kas Siluri klindi ülaserva moodustajateks või paiknevad vahetult klindi astangu tagusel lubjakiviplatool. Võrreldes riffe ümbritsevate setetega, eristuvad need riffide suure erosioonikindluse tõttu sagedasti selgete kõrgendikena nii aluspõhja kui ka tänapäeva reljeefis. Sellises kontekstis on nii ulatuslikul madalmere karbonaatsel settekompleksil kui ka seal arenenud rifikompleksidel, mis lasuvad vahetult transgressiivse tsükli kergesti erodeeritavate

savikate kivimite peal, olnud otsustav roll tänapäevase Siluri klindi tekketingimuste kujundamisel.

Siluri hilisematel arenguetappidel toimus üldiselt regresseeruva Paleobalti basseini foonil tänapäeva Läänemere keskosas laiadel aladel esmalt rannalähedaste karbonaatsete setete kuhjumine laguunides, tõusu-mõõna vööndis ja šelfialal. Kaledoonia kurrutuse lõppfaasis Siluri ajastu lõpul aga suurenes järsult terrigeense komponendi sissekanne, mistõttu karbonaatne settimine šelfialal asendus savikate bioklastiliste mudade kuhjumisega. Suure tõenäosusega ujutati Vara-Devonis maismaastunud ala uuesti üle Kesk-Devoni transgressiooni käigus, mil kogu uuritav territoorium kaeti alul seal kuhjunud rannikulähedaste liivakate setetega, mis transgressiooni maksimumi kestel Narva ajal asendusid madalmerelise karbonaatse sedimentatsiooniga (Kleesment & Mark-Kurik, 1997).

### ***Kesk-Devoni järgne kontinentaalne periood***

Kesk-Devoni transgressiooniga lõppes uuritaval alal settekuhjumine ning umbes 390 miljoni aasta eest muutusid Balti kilp ja seda ümbritsevad alad lõplikult kontinentaalseks. Algas suures osas siiani kestev pikk kulutusperiood, mille kestel toimus ka laiadelt aladelt Balti kilbi lõunanõlvalt Paleobalti basseinis kuhjunud setete kulutus ning ärakanne. Kuna kulutusprotsesside intensiivsus on otseses korrelatsioonis tektooniliste liikumiste aktiivsusega, saab nende intensiivsuse üle kaudselt oletada uuritavat ala ümbritsevas regioonis toimunud märkimisväärsemate tektooniliste sündmuste alusel.

Esimene märkimisväärne etapp, mil toimusid olulised regionaalse struktuurse plaani muutused Ida-Euroopa kraatoni lõunapiiril, selle kontaktialal noorema Lääne-Euroopa kraatoniga, leidis aset Hilis-Karboni ja Permi kestel. Kui mitte arvestada Läänemere põhjaossa ning selle vahetusse lähedusse jäävate alangulaadsete struktuuride (Botnia ja Ålandi mere alangud, Landsorti süvik) reaktiiviseerumist ning basaltsete daikide esinemist Läänemere lõunaosas, on raske leida muid märkimisväärseid jälgi sellest etapist Balti kilbi lõunanõlvalt.

Pidades silmas ala kaasaegset kuestalaadset reljeefi, on Balti kilbi lõunanõlva morfostruktuuri kujunemisel ilmselt määravaks olnud Põhja-Atlandi avanemine Kainosoikumis. Selle protsessiga kaasnes Balti kilbi ja seda ümbritsevate alade üldine kerkimine, mis omakorda tingis erosiooni intensiivistumise ning ulatusliku jõgede võrgu väljakujunemise regioonis. Tõenäoliselt aktiveerus samal ajal ka nn Botnia-Balti tektooniliselt aktiivne vöönd, mille laskumise tulemusena moodustus just seal peamine

piirkonda dreniv põhja-lõunasuunaline jõgi (Tuuling, 1998), kuhu ka Balti kilbi lõunanõlvalt suundusid üldjoontes ida-läänesuunas kulgevad lisajõed.

### *Aluspõhjareljeefi põhijooned*

Eesti maismaa aluspõhjareljeefi kujundamisel on esile toodud mitmeid erinevatel geoloogilistel ajalõikudel aset leidnud geoloogilisi protsesse ja neid mõjutanud faktoreid: erosioon, Pleistotseeni liustike eksaratsioon, Läänemere abrasioon mitmetel erinevatel etappidel Holotseenis, kosmilised tegurid, karsti nähtused, inimtegevus, tektoonilised liikumised, litoloogilise läbilõike heterogeensus (Tavast & Raukas, 1982). Paljuski on samad protsessid ja faktorid mõjutanud ka Läänemere aluse aluspõhjareljeefi kujunemist. Kuid erinevalt maismaast on Läänemere aluse aluspõhja reljeefi kujundamisel pea et olematud pärast Pleistotseeni järgne kulutus (jõgede erosioon, Läänemere abrasioon) ning seeläbi toimunud vana reljeefi ekshumeerimise protsessid, rääkimata siis inimtegevusest, mille osakaal maismaalgi on vaevu märgatav. Pigem on Holotseeni mereliste settekujude protsesside tulemusena toimunud nii vanema, Pleistotseeni liustike eelse kui ka liustike poolt kujundatud reljeefi mattumine ja tasandamine, mida võib selgelt jälgida ka seismilistelt profiilidelt.

Regionaalses plaanis iseloomustab Ida-Euroopa platvormi loodeosa selgelt kuestalaadne morfostruktuur, mis on tingitud platvormse settekompleksi erineva erosioonikindlusega kihtide (nõrgalt tsementeerunud liivakivide, savide, merglite, savikate lubjakivide ja puhaste lubjakivide vaheldumine) homoklinaalsest lasumusest. Sellise astangute ja lõunasse kallutatud erivanuseliste kulustustasandike vaheldumisena on seda maismaa andmetele tuginedes vaadeldud ja kirjeldanud paljud uurijad (Možajev, 1973; Amantov, 1995; jt). Kuid selgemalt kui maismaal on piirkonna reljeefi kuestalaadsus tabatav Läänemere all. See on tingitud suuresti asjaolust, et seismilistel profiilidel on hõlbus jälgida aluspõhjareljeefi pidevat profiili, mis maismaa laialipillatud andmestiku kõrval toob astmete ja platoode vaheldumise reljeefis palju selgemini esile. Samuti ei saa maismaal kusagil nii selgelt jälgida kahte kõrvuti kulgevat ja umbes sajakonna kilomeetrise vahemaaga paiknevat klindiastangute süsteemi, nii nagu see tuleb esile just uuritava alal – Läänemere põhjaosas Eesti ja Rootsi rannikumere saarte vahel. Samuti tuleb Läänemere all võrreldes maismaaga kontrastsemalt esile nii erosiooni ulatuse kui ka ära kantud kivimaterjali hulga suurenemine ja selle kasv lääne suunas, mistõttu on astangute ja platoode vaheldumine siin palju rõhutatam (Tuuling, 1998). Lisaks uuritava ala piiresse jäävale ning neid läbivale kahele selgele astangute süsteemile: Balti ehk

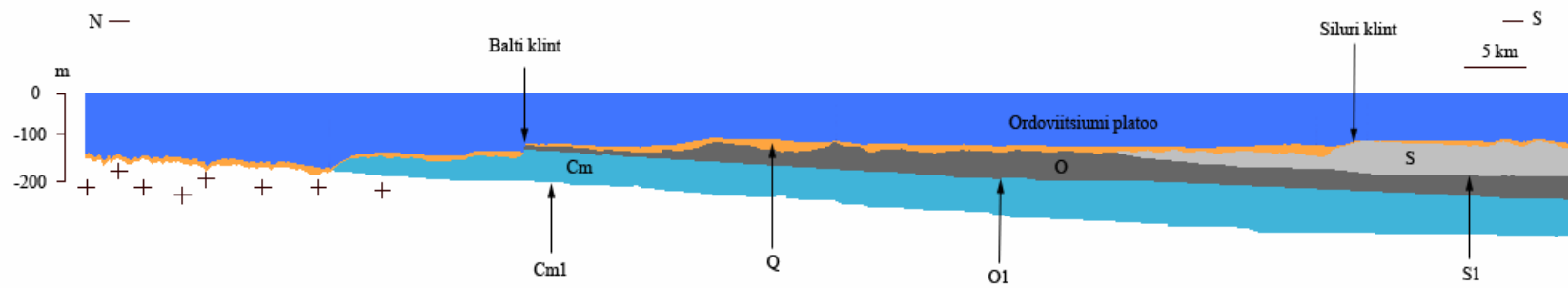
Ordoviitsiumi ja Siluri klindi kompleksile (Joonis 4) on merealuses reljeefis selgelt eristuv ka kaugemal lõunas asuv Siluri ja Devoni piirikihtidesse jääv astang Läänemere lõunaosas (Kumpas, 1977; Bjerkéus, 2001). Neist esimene lahutab Ordoviitsiumi platood Balti klindi eelsest Kambriumi ja kristalliinsete kivimite avamusest, teine eristab Ordoviitsiumi ja Siluri platoosid (Tuuling & Flodén, 2001) ja kolmas piiritleb tinglikult Siluri platood lõunast.

Lisaks eespool loetletutele tulevad Läänemere põhjas esile veel mõned astangud, mis maismaal puuduvad, kuna vastava vanusega kivimite kontakt seal ei avane. Soome lahe idaosas Kurjoniemi juures algab 20-60 m kõrgune Vendi astang (Amantov et al., 1988), mis on kujunenud kristalsete kivimite kontaktil terrigeensete kivimitega ning mida läänesuunas on võimalik jälgida Hiiumaa meridiaanini (Tavast, 1993). Kambriumi astang on kujunenud Vendi ja Kambriumi settekivimite piirile ning selle astangu kõrgus on ligikaudu võrdne Vendi astanguga (Amantov et al., 1988). Soome lahe kaugemas idasopis ei tule see aluspõhja astang selgelt esile, kuid alates Aseri meridiaanist kulgeb see kuni Prangli saareni katkematu vööndina (Tavast, 1993). Viimasest lääne poole on andmeid selle astangu kohta rohkem ning Kambriumi astang on aluspõhjareljeefis enamasti selgelt jälgitav (Troon, 2001). Samas esinevad maismaal astangud, mille esiletulek merealuses reljeefis on aimatav, kuid ei ole üheselt nii selge (Klintebergi astang Gotlandil ja Karlsö saartel).

### ***Siluri kivimite ja -klinditasemete korrelatsioonist Gotlandi ja Saaremaa vahel***

Arusaama, et Siluri klint moodustab ühtse, Saaremaalt Gotlandile kulgeva struktuuri, mis on formeerunud ajalisel samavanuselistes kivimites, kujunemine, on olnud suuresti sõltuvuses neil saartel paljanduvate kivimkomplekside korreleerimise käiguga. Erinevalt Balti klindist, mille seinas ja servas paljanduvate kivimite litoloogiliste iseärasuste tõttu oli juba 19. sajandi lõpuks üldjoontes selge, et Ölandil ja Põhja-Eestis on tegu nii litoloogilises kui ka ajalises mõttes samade kihtidega, tõdeti Siluri klindi puhul seda moodustavate kivimite ligilähedast ülemere ajaliskokkulangevust alles Jaagarahu ja Högklindi riffstruktuuride võrdlemise tulemusena eelmise sajandi viiekümnendatel aastatel (Aaloe, 1956).

Tänaseks ei ole enam mingit kahtlust, et Siluri klindi kujunemise üheks eelduseks olid Siluri basseinis aset leidnud sündmused, mis viisid litoloogiliselt kontrastse ja erosiooniliselt vastupidavuselt terava kontakti kujunemisele Siluri läbilõikes. Ennekõike



Joonis 4. Regionaalse kuestalaadse reljeefi põhiplaan seisilise profiili 9205 andmetel. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – Ordoviitsiumi - Siluri piir, O<sub>1</sub> – Kambriumi - Ordoviitsiumi piir, Cm<sub>1</sub> – Eel-Kambriumi ja Kamriumi piir.

väljendub see mõlemal saarel selgelt jälgitava regressiivse üleminekuga Llandovery süvaveeliselt savikatelt setetelt madalaveelisemale karbonaatsele settekompleksile Llandovery lõpus ja Wenlocki alguses. Kuid nii nagu detailsem Siluri kivimite korrelatsioon Saaremaa ja Gotlandi vahel oli kuni eelmise sajandi lõpuni jäänud küllaltki ebaselgeks, oli ka klindiasanguid moodustavate kivimite detailsem vanuseline suhe paljuski diskuteeritav. Alles viimastel aastakümnetel toimunud mikropaleontoloogilised uurimused on Gotlandi ja Saaremaa Siluri komplekside rööbistamise mõningat selgust toonud.

Suurt segadust on Siluri settekompleksi ülemere korreleerimisel tekitanud selle alumise osa, pea et kogu Llandovery setendite avamuse, puudumine Hiiu- ja Saaremaast läänepool. Kuna Eestis on selle aja, iseäranis Llandovery alumise osa, setendid (Juuru ja Raikküla lademed) esindatud rannalähedaste madalmere faatsiestega, Gotlandil on aga kogu mittepeljanduva Siluri läbilõike alumise osa puuraukude andmeil esindatud süvaveeliste savikate lubjakivide ja merglitega, siis arvati, et sellel perioodil erinesid Siluri basseini paleogeograafia ja konfiguratsioon tunduvalt ülejäänud Siluri ajastust. Kui muidu kulgesid Eestis eraldatud fatsiaalsed vööndid üle Gotlandi, siis Vara-Llandovery paleogeograafilistel kaartidel kaardusid Eestist algavad rannalähedaste faatsieste vööndid loogetena enne Gotlandini jõudmist põhja poole Botnia lahe suunas (Basset et al., 1989). Hilisemad, kitinosoadele tuginevad mikropaleontoloogilised uurimused (Grahm, 1995) on hoopis kinnitanud juba varasemate kahtluste (Thorslund & Westergård, 1938; Martinsson, 1968) õigsust, et Gotlandil on Siluri alumine osa puudu. Lünga ulatus suureneb selgelt lõunapoolsetes puuraukudes, kus see Gröttlingbo puuraugus ulatub Adavere lademe alumisse ossa (Grahm, 1995). Siluri alumise osa väljakiildumist ning selle ulatuse suurenemist lõunasse võib selgelt jälgida ka Gotlandist ida pool paiknevatel seismilistel profiilidel (Tuuling & Flodén, 2006, trükis). See lubab oletada, et Paleobalti regiooni Ordoviitsiumi ja Siluri vahetuse sündmuste (Hilis-Ordoviitsiumi jäätumine, tektoonilised liikumised jmt.) ning sellest tingitud basseini paleogeograafia on olnud palju keerulisem kui seda seni oletatud on.

Kuigi Saaremaa ja Gotlandi vahemaa on kõigest 150 km ning neis kahes paigas esinevad kivimitüübid on suhteliselt sarnased, on Siluri basseini morfoloogiast ja sellest tulenevast fatsiaalsest vööndilisusest tingituna selgelt märgata erinevusi saartel paljanduvate samavanuseliste Siluri setendite ja kihtide litoloogias ja paksuses. Seetõttu on Eestis detailsetele mikropaleontoloogilistele uurimustele tuginev ja välja töötatud lademeline liigestus otseselt võrreldamatu ning ühildamatu J. Hede (1960) poolt



kaardistamistöõde põhjal väljaeraldatud litoloogiliste üksustega Gotlandil (eraldas välja 13 suuremat üksust, mida nimetas kihtideks (inglise k. *beds*)). Veelgi kontrastsem on samavanuseliste stratigraafiliste üksuste litoloogiline ja ka faunistiline (konodontide) erinevus Gotlandi ida- ja läänerannikute vahel, mistõttu saare ida- ja läänerannikul esialgselt välja eraldatud üksusi peeti ekslikult Siluri basseinis eri aegadel kuhjunud seteteks. Hilisemad uurimused on aga tõestanud, et tegu on suuresti samavanuseliste, kuid erinevate fatsiaalsete vööndite setetega (Jeppsson et al., 1994).

Ülaltoodud faktid näitavad selgelt, et Gotland jäi oma asendi tõttu Paleobalti perikontinentaalses basseinis lähemale läänes paiknevale avaookeanile, mistõttu on Siluri läbilõike Gotlandil paljanduv osa selgelt süvaveelisem ja täielikum kui ida pool, kus nii settelünkade arv kui ka nende stratigraafiline ulatus geokronoloogilises ajaskaalas selgelt suureneb (Jeppsson et al., 1994). Ida pool Läänemerd, kus Siluri setendite detailstratigraafiat, basseini batümeetriat, fatsiaalset vööndilisust on uuritud paljude puuraukude alusel palju detailsemalt (Nestor & Einasto, 1977; Einasto, 1986; Nestor, 1990; Einasto, 1995; Nestor & Einasto, 1997) jäävad basseini süvaveelisemad ning Gotlandil avanevate kompleksidega võrreldavad faatsiesed selle avamusest lõunasse, olles suuresti maetud nooremate rannalähedaste faatsiestede alla.

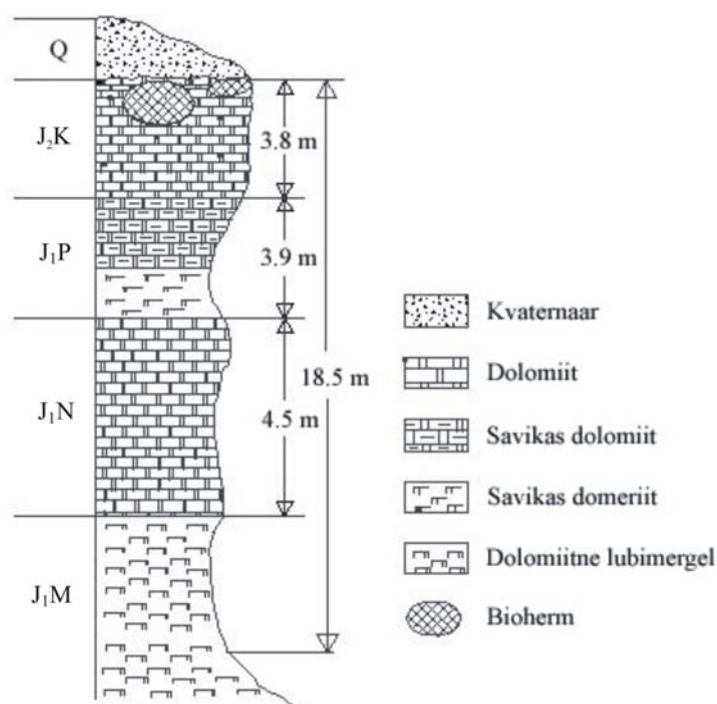
Esmased Gotlandi ja Saaremaa Siluri komplekside võrdlused tuginesidki paljanditest saadud makrofossiilsetele uurimustele, milledest olulisimaks osutusid ostrakoodid ja korallid (Martinsson, 1967; Klaamann, 1977; Klaamann, 1982; Klaamann, 1986). Kui 1980 aastate alul hakkas projekti IGCP XX raames hargnema tihedam koostöö Siluri basseini igakülgselt geoloogiliseks uurimiseks, avanes võimalus ka esmasteks prooviseeriade võtmiseks mitmesuguste mikropaleontoloogiliste gruppide, nagu kitinosoade (Nestor, 1982), graptoliitide (Basset et al., 1989), konodontide (Jeppsson et al., 1994) omavahelisele võrdlemisele. Neist viimast uurimust, mis tugineb ulatuslikule konodontide andmestikule Saaremaa ja Gotlandi paljanditest, võibki hetkel pidada kahe saare Siluri komplekside rööbistamisel kõige ülevaatlikumaks ja detailseimaks selle alaseks uurimuseks. Hilisemates uurimustes (Nestor, 1997; Nestor et al., 2002; Nestor, H. & Nestor, V., 2002; Nestor et al., 2003) täpsustatakse kitinosoade leviku ja kattumuse alusel üksnes biotsoonide piire Siluri läbilõigete üksikutes tasemetes.

## Siluri klindi litoloogilis-stratigraafilised läbilõiked Saaremaal ja Gotlandil ning nende korrelatsioon

Allpool on analüüsitud Saaremaal ja Gotlandil Siluri klindiastanguid moodustavate kivimite (litostratigraafiliste tasemete) omavahelist korreleerumist eelpool nimetatud konodontide biotsonaalse liigestuse (Jeppsson et al., 1994) alusel.

### Saaremaal

Lääne-Eesti saartel esinevates Siluri klindi astangutes paljanduvad sageli selle allosas peamiselt Jaani lademe Mustjala kihistiku tugevalt savikad lubjakivid ja merglid ning ülaosas Ninase kihistiku keskmiselt savikad muguljad lubjakivid (dolomiidid). Mõningates kohtades (Panga, Pulli, Kessulaiu pank) ulatub Siluri klindi ülaserv Jaagarahu lademesse, kus paljanduvad Vilsandi (Kessulaiu) kihtide riffe sisaldavad lubjakivid. Kõige täiuslikum ja esinduslikum Siluri klindi läbilõige asub Saaremaa põhjarannikule jääval 21,3 m kõrgusel Panga ehk Mustjala pangal (Joonis 5).



Joonis 5. Panga panga profiil (Rubel & Einasto, 1990 järgi). Indeksid tähistavad Jaani lademe Mustjala (J<sub>1</sub>M), Ninase (J<sub>1</sub>N), Paramaja (J<sub>1</sub>P) kihistikke ja Jaagarahu lademe Kesselaiu (J<sub>2</sub>K) kihistikku.

Panga alumine osa koosneb erosioonile vähem vastupidavatest savikatest Jaani lademe Mustjala kihistiku õhukesekihilistest merglitest, milles leidub rohkesti isoleeritud korallide ja stromatopooride kolooniaid. Panga jalamil paljanduva Mustjala kihistiku paksuseks on sõltuvalt veeseisust mõõdetud kuni 6,8 m, kuid tuleb märkida, et paarisaja

meetri kaugusel peaaugust mere suunas on vee all fikseeritud samas kihistikus uus kuni 10 m astang (Foto 1).

Mustjala kihistiku merglitel lasuvad paksukihilised, tugevasti lõhenenud Jaani lademe Ninase ja Paramaja kihistiku savikad dolomiidid, mille paksus küünib 8,4 meetrini. Panga järsaku kõige kõrgemas osas vahelduvad Jaagarahu lademe dolomiidistunud lubjakivid punakate biohermsete dolomiitidega, mille paksus on 3,8 meetrit. Mõnesaja meetri kaugusel peaaugust paikneb maismaal Jaagrahu lademe kivimites teine paari meetri kõrgune astang (Rubel & Einasto, 1990). Vastavalt uurimusele (Jeppsson et al., 1994) eristatakse klinti moodustavate litostratigraafiliste tasemete piires Saaremaal välja järgnevad konodondi biotsoonid (Tabel 1).

Tabel 1. Siluri klindi litostratigraafiline liigestus ja konodondi biotsoonid Saaremaal

Litostratigraafiline üksus		Lühike litoloogiline iseloomustus	Biostratigraafia Konodondi biotsoonid (Jeppsson et al., 1994)
Lade	Kihistik/kihid		
Jaagarahu	Vilsandi	Riffe sisaldavad lubjakivid	O. s. rhenana
Jaani	Ninase	Keskmiselt savikad muguljad ja dolomiidistunud lubjakivid	O. hadra + O. cf. confluens
			P. equicostatus etc.
	Mustjala	Tugevalt savikad lubjakivid ning merglid	Pt. Procerus
			Gen. Et sp.nov. Pt. Amorphognath. Z.

## Gotlandil

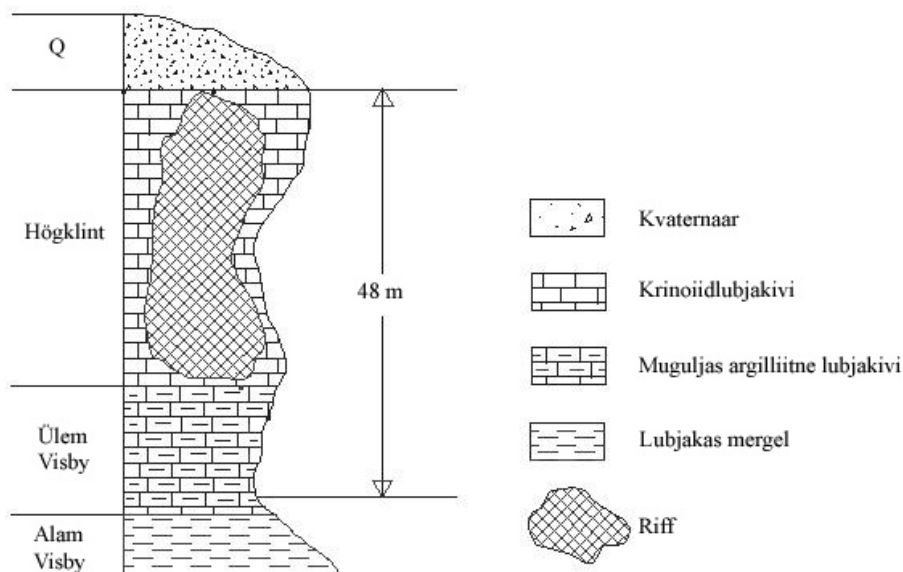
Nii nagu Saaremaal, on ka Gotlandil Siluri klindiastang liigestatud kolmeks litoloogiliseks üksuseks. Klindi jalamiosa moodustavad mõnel pool Alam Visby kihid, mis koosnevad hulgaliselt argilliitse lubjakivi läätsi sisaldavast merglist. Suurema osa klindi seina allosast moodustavad aga Ülem Visby kihid, mis koosnevad arvukalt kilda ja mergli vahekihte sisaldavast muguljast argilliitsetest lubjakivist. Klindiastangu ülaseras paljanduvad Högklindi kihid. Viimaste kihtide vanemast osast on saarelt leitud rikkalikult bioherme, millede paksuseks ja läbimõõduks on maksimaalselt mõõdetud vastavalt kuni 35 m ja 3 km. Riffide vahelised kihid moodustuvad valdavalt kihilistest krinoiidlubjakividest, mis riffidest eemaldudes lähevad üle peeneteralisemateks, savikamateks lubjakivideks ja mergliteks (Neuman & Kershaw, 1991).

Kõige täiuslikumaks ja esinduslikumaks Siluri klindi läbilõikeks Gotlandil on 48 m kõrgune Högklint, kus paljanduvad kõik kolm kihti (Joonis 6). Klindi alumised 15 m moodustavad Alam ja Ülem Visby kihtide tugevasti savikad lubjakivid ja merglid, millest kõrgemal on klindi seinas näha riffstruktuure sisaldavad Högklindi kihid.

Nii nagu Eesti läbilõiget iseloomustavas stratigraafilises tabelis on ka Gotlandi vastava liigestuse puhul välja toodud nii klindi seina moodustavate stratigraafiliste tasemete litoloogiline iseloomustus kui ka konodontide biotsoonid (Tabel 2), mille kõrvutamine võimaldab võrrelda ning korreleerida Saaremaal ja Gotlandil klindiseinas välja eraldatud litostratigraafilisi üksusi.

Tabel 2. Siluri klindi litostratigraafiline liigestus Gotlandil

<b>Litostratigraafiline üksus</b>	<b>Lühike litoloogiline iseloomustus</b> (Neuman & Kershaw, 1991)	<b>Biostratigraafia</b> <b>Konodonti biotsoonid</b> (Jeppsson et al., 1994)
Högklindi kihid	Massiivseid riffe sisaldavad ning orgaaniliste jäänuste rikkad lubjakivid. Riffide vahelised kihid moodustuvad kihilistest krinoidlubjakividest, mis lähevad üle peeneteralisemateks savikamateks lubjakivideks ning mergliteks. Kihid on kohati konglomeraatsed ja sisaldavad virgmärke. Esineb ekstreemse madaldumise ning maismaastumise tunnuseid.	O. s. rhenana O. hadra + O. cf. confluens
Ülem Visby kihid	Ebakorrapärase kihilisusega, kohati muguljas argillitne lubjakivi, vahelduvate kilda ja mergli kihtidega läbilõike ülaosas. Litoloogiline muutus Ülem Visby kihtide sees on seotud selgete faunistiliste muutustega, mis korreleerub enam-vähem Llandovery-Wenlocki piiriga. Sellel tasemel ilmuvad esimesed, selge kihilisuseta riffmoodustised, samuti on sel tasemel arvukalt metabentoniidide kihte. Maksimaalne paksus ulatub 15 m-ni.	P. equicostatus etc. Pt. procerus
Alam Visby kihid	Koosneb sinakas-hallist, pehmest lubjakast merglist, mis sisaldab hulgaliselt argillitset lubjakivi läätsi ning mugulaid. Paksuseks on 9-12 m.	Gen. et sp. nov. Pt. amorphognath. Z



Joonis 6. Skemaatiline läbilõige Höglindi astangust (Neuman & Kershaw, 1991 järgi).

### Siluri klindiastringute stratigraafiline korrelatsioon Gotlandi ja Saaremaa vahel

Vaadeldes eespool toodud Siluri klindiastringute läbilõikeid, klindi jalamil, seinas ja ülaservas väljaeraldatud litostratigraafilisi üksusi ning nende liigestamist konodondi biotsoonide alusel, võib kokkuvõtvalt väita järgnevat:

Nii Eesti kui ka Gotlandi poolel moodustavad klindi jalami tugevasti savikad lubjakivid ja merglid; Eestis vastavalt kuni 6,8 m paksune (koos veealuse osaga ~16,8 m) Mustjala kihistik ja Gotlandil üle 15 m paksuselt paljanduvad Alam- ja Ülem Visby kihid, mis mahutavad endasse suuresti sarnaseid konodondi biotsoone. Klindi peaastangu jalamis paljanduvad kivimid ulatuvad Gotlandil läbilõike allosas Llandoverý ladejärgu ülemistesse kihtidesse, konodondi *Pt. amorphognath Z* biotsooni; samas kui Saaremaal algab peaastangu läbilõige selle peal lasuvast Wenlocki alumistesse kihtidesse jäävast konodondi *Gen. et.sp.nov* biotsoonist. Arvestades aga merre jäävat ja proovidele kättesaamatut vee alla jäävat astangut (Foto 1), võib oletada, et ka siin jäävad klindikompleksi alumised kihid Llandoverý ülemistesse kihtidesse. Kui arvestada aga kergesti erodeeritavate pehmete ja kõvade lubjakivi piiriks Saaremaal Mustjala ning

Ninase kihistikke ning Gotlandil Ülem Visby ja Höglindi kihtide piiri, siis jääb viimane piir konodontide biotsoonidele alusel (määratud ära konodondi *Ozarkodina cf. Confluens* ilmumisega) Mustjala kihistiku sisse; s.t. Saaremaal on see piir ajaliselt noorem kui Gotlandil (Tabel 3).



Foto 1. Tuulise ilmaga paistab Panga panga servalt meres vahutav lainetriip, mis tähistab veealuse astangu asukohta (foto I. Tuuling).

Saaremaal moodustab kõrgemate klindiaastangute puhul valdava osa klindi seinast Jaani lademe Ninase kihistik, millel Lääne-Saaremaal võib lokaalselt läätsedena lasuda veel Paramaja kihistik. Veelgi kõrgemate pangaastangute korral esineb aga klindi ülaseras Jaagarahu lademe riffe sisaldavad lubjakivid. Kõik need litostratigraafilised üksused on konodondi biotsoonide alusel, nii nagu ka Mustjala kihistiku kõige ülemine ots, korreleeritavad Högklindi kihtidega, massiivsete riffe sisaldavate lubjakividega Gotlandil (Tabel 3).

Seega ilmneb Gotlandi ja Saaremaa klindiaastanguid moodustavate kivimite korreleerimisel väga hea ajaline kokkulangevus, s.t. Siluri klint järgib üsna selgelt Siluri basseinis Hilis-Llandovery ja Vara-Wenlocki piiril kujunenud väga kontrastset litoloogilist piiri, millest allapoole jäävate kivimite erosioonikindlus on tunduvalt väiksem peal lasuvate omast. Kuna Gotlandil on piirikihtides esinevate litoüksuste paksused suuremad ning ilmselt on ka hilisem klindi esiste kihtide erosiooni ulatus suurem, siis on ka kogu klindiaastang seal Saaremaaga võrreldes kõrgem ja võimsam.

Nagu töö alguses on mainitud, toimub lõunasuunas Siluri klindi järk-järguline hääbumine Gotlandist läände jääval merealusel klindilõigul, mis tinglikult piiritleb läänepoolt nn Karlsö šelfi regiooni (Martinsson, 1958). Selline klindi hääbumine

lõunasuunas võib suuresti olla tingitud ka selge, kontrastse litoloogilise piiri kadumisega puhaste lubjakivide ning merglite ja savikate lubjakivide vahel, kuna lõunasuunas asenduvad Högklindi madalamaveelised ja lubjarikkamad kivimid, mis põhjas klindi ülaserava moodustavad, selle süvaveelisemate ning savikamate analoogidega.

Tabel 3. Siluri klindiaastangu kihtide korrelatsioon Saaremaa ja Gotlandi vahel

Ladejärk	Biostratigraafia Konodondi biotsoonid (Jeppsson et al, 1994)	Gotland	Saaremaa
Wenlock	O. s. rhenana	Högklindi kihid (massiivseid riffe sisaldavad lubjakivid)	Vilsandi kihid (riffe sisaldavad lubjakivid)
	O. hadra + O. cf. confluens		Ninase kihistik (keskmiselt savikad muguljad lubjakivid)
	P. equicostatus etc.		Mustjala kihistik (tugevalt savikad lubjakivid ning merglid)
	Pt. Procerus	Ülem Visby kihid (ebakorrapärase kihilisusega, kohati muguljas argillitne lubjakivi)	
	Gen. et sp. nov.	Alam Visby kihid (pehme lubjakas mergel, argillitsete lubjakivi läätsede ja mugulatega)	
Llandovery	Pt. amorphognath. Z.		

## 6. Siluri klindi morfoloogiast maismaal

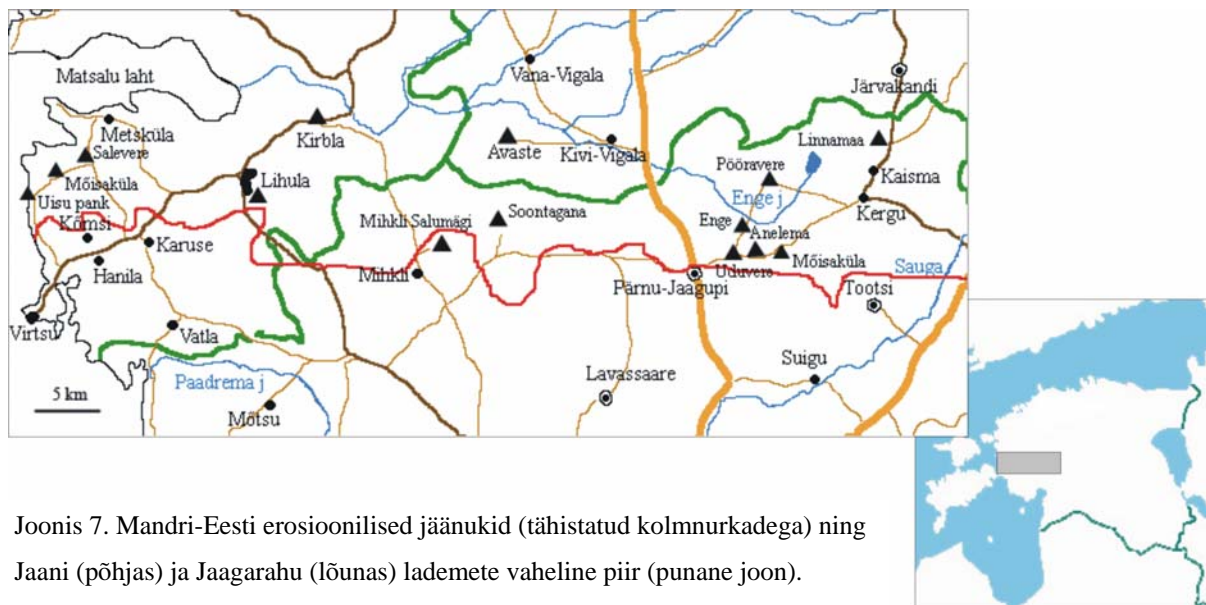
### *Mandri-Eesti erosioonilised jäänukid*

Enamasti alustatakse Siluri klindi kirjeldamist Mandri-Eesti lääneosas esinevatest erosioonilistest jäänukitest (Joonis 7). Viimaste näol on suuremalt jaolt tegemist Jaagarahu lademe plaatjatel dolomiitidel lasuvate biohermidega, mis kergesti erodeeritavatel Jaani lademe savikate lubjakivide ja merglite tasaseks kulutatud avamusel selgelt esile tulevad. Üldjuhul on jälgitav erosioonijäänukite mõõtmete ja astangute kõrguste suurenemine idast läände. Samas suunas ilmnevad ka erosioonijäänukite juures üha nooremate Läänemere staadiumite rannaastangud ja murrutuskulpad. See näitab ühelt poolt üldist samasuunalist erosiooni ulatuse suurenemise tendentsi ja teisalt nende jäänukite eriaegset kerkimist Läänemerest.

### **Kergu ümbruse astangud**

Jaagarahu biohermide ja plaatjate dolomiitidega seotud idapoolsemad erosioonijäänukid Mandri-Eestis esinevad Kergu ümbruses (Aaloe, 1958). Neist märgatavaim on 4-6 m kõrgune Balti jääpaisjärve (tekkinud 11 000 aastat tagasi) rannajoont tähistav astang, mis

paikneb Linnamaa küla lääneserval. Sarnaseid väikeseid biohermse dolomiidi paljandeid võib näha veel Kergust ida poole liikudes Pööravere, Mõisaküla, Enge, Anelema ja Uduvere külade ümbruses (Aaloe & Miidel, 1967; Joonis 7).



Joonis 7. Mandri-Eesti erosioonilised jäänukid (tähistatud kolmnurkadega) ning Jaani (põhjas) ja Jaagarahu (lõunas) lademete vaheline piir (punane joon).

### **Pärnu-Jaagupi ja Virtsu vahemik**

Pärnu-Jaagupi ja Virtsu vahemikus tulevad biohermidest jäänukid Lääne-Eesti tasandiku foonil rohkem esile, moodustades aluspõhjalisi seljandikke ja paekünkaid. Siinsed rannaastangud on moodustunud peamiselt Antsülusjärve (tekkinud 9000 aastat tagasi) või Litoriiinamere (tekkinud 7000 aastat tagasi) murrutaval tegevusel. Paljud siia vahemikku jäävatest kõvikutest (Lihula, Kirbla, Salevere, Mõisaküla) on mandrijää kulutaval tegevusel tekkinud loode-kagusuunalised kaljuvoored (Aaloe, 1958). Kagu suunas madalduvate, aluspõhja kujundatud voorte loodetipus asub voore kõrgeimat osa kujundav bioherm, kusjuures madalama osa suunas suureneb selgelt ka voort katva kruusakihi paksus (vt Joonis 8).

Avaste astang (Joonis 7; Foto 2) samanimelise küla lääneserval on ulatuslik Jaani lademe merglites olev 2,2 km pikkune ja 6-7 m kõrgune Litoriiinamere rannaastang (Aaloe & Miidel, 1967). Erinevalt ülejäänud astangutest, mis asuvad Jaagarahu lademe avamuse lähedal, jääb see Jaani lademe avamuse põhjapiirile. Astang on täielikult kamardunud, ainult ajutiste vooluvete tulemusena võib mõnes salkorus paljanduda Jaani lademe mergel.





Foto 2. Avaste astang (foto I. Tuuling).

Maalinna soosaar ehk Soontagana (Joonis 7; Foto 3) on ligi 750 m pikkune ning kuni 10 m kõrgune (Aaloe & Miidel, 1967) reljeefijäänuk keset ümbritsevaid soid ja rabasid, mistõttu selle häid kaitseomadusi tabasid ära juba muinaseestlased, kes siia maalinna rajasid. See tekkelt nn. kaljuvoor on moodustunud Litoriinamere rannaastanguna olles praeguseks täielikult rohtunud. Voore loodetipus on bioherm, mis ei paljandu, kuna jääb pinnakatte ja tehisevormide alla, madalduv kagupoolne osa koosneb plaatjatest dolomiitidest.



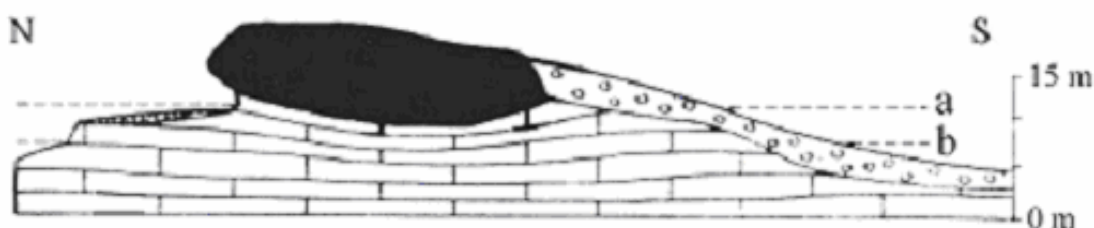
Foto 3. Maalinna soosaar ehk Soontagana (foto I. Tuuling).

Mihkli kõvik (Joonis 7; Foto 4) on Mihkli ümbruse kõrgeim punkt, mille põhjapoolset tippu nimetatakse ka Mihkli Salumäeks, Taara- või Koeramäeks. Kõviku kõrgus üle merepinna on 37,5 m ning see koosneb peamiselt Jaagarahu lademe biohermsest dolomiidist (Aaloe & Miidel, 1967). Siin murti veel eelmise sajandi esimesel poolel arvukates pisimurdudes paekivi ning samas asus ka lubjapõletusahi. Siinne Antsülusjärve aegne rannaastang on nüüdseks kamardunud.



Foto 4. Paemurd Mihkli kõvikul (foto I. Tuuling).

Kirbla kõvik (Joonis 7; Foto 5). Sellel Virtsu-Tallinna maantee ääres asuval kaljuvoorel paljandub üle 3 m kõrguste pangastena Jaagarahu lademe dolomiidistunud riffclubjakivi. Biohermi alla jäävad plaatjad dolomiidid, mis siin ei paljandu. Kõviku loodetipul tuleb esile bioherm (Joonis 8), seevastu kagupoolne osa madaldub ning koosneb plaatdolomiitidest ja on kaetud kruusaga (Aaloe, 1958; Aaloe & Miidel, 1967).



Joonis 8. Kirbla kaljuvoore läbilõige (Aaloe & Miidel, 1967 järgi). a – merepind 8000 aasta eest, b – merepind 6000 aasta eest; mustaga on märgitud bioherm.



Foto 5. Bioherm Kirbla astangul (foto I. Tuuling).

Lihula kõvik (Joonis 7; Foto 6) jääb Kirbla kõvikust mõned kilomeetrid Virtsu suunas. Kõvik on moodustunud Jaagarahu lademe biohermile, mille kirdeservas tuleb esile selge kuni 15 m kõrgune astang. Nüüdseks on astang enamasti kamardunud, juhuslikult võib mõnes üksikus kohas paljanduda ka aluspõhi. See ümbritsevas reljeefis esile tulev erosiooniline jäänuuk köitis peale muinaseestlaste ka Saksa ordu ristirüütleid, kes omal ajal sellele kõrgendikule lossi näol kindlustatud tugipunkti rajasid.



Foto 6. Astang Lihula kõvikul (foto I. Tuuling).

Salevere Salumägi (Joonis 7; Foto 7) on pea 5 m kõrgune. Selles astangus paljanduvad biohermne lubjakivi ning selle all lasuvad plaatjad dolomiidid, milles on näha ohtralt Litoriinamere murrutuskulpaid. Salevere Salumäe jalam on kaetud rusukaldega, millel kasvab salumets.



Foto 7. Plaatjad dolomiidid Salevere Salumäe astangu seinas (foto I. Tuuling).

Mõisaküla Salumägi (Joonis 7; Foto 8) on Litoriinamere rannaastanguna välja prepareeritud biohermi massiiv, mis sarnaneb oma ehituselt Salevere Salumäele. Siin paljanduvad kuni 4 m paksused dolomiidistunud biohermi massiivid, mille vahele jäävad dolomiidistunud detriitse kivimi läätsed. Siinsel astangul esinevad suurte pankade varingud ning samuti on näha selget kivimite lõhelisust. Kogu astang on tugevalt sammaldunud ning kaetud sarapuude ja haabadega.



Foto 8. Biohermne rifflubjakivi Mõisaküla Salumäe astangus (foto I. Tuuling).

Uisu pank (Joonis 7; Foto 9) võib tinglikult vaadelda kui Eesti maismaa osa kõige läänepoolsemat ning samas esimest mere kaldale jäävat Siluri klindi ilmingut. Selle poole kilomeetri pikkuse ning kuni 4 m kõrguse astangu moodustavad vaid Jaani lademe hallikad merglid. Seega puuduvad siin tavaliselt panga ülaserava moodustavad Jaagarahu lademe biohermid ja plaatjad dolomiidid.



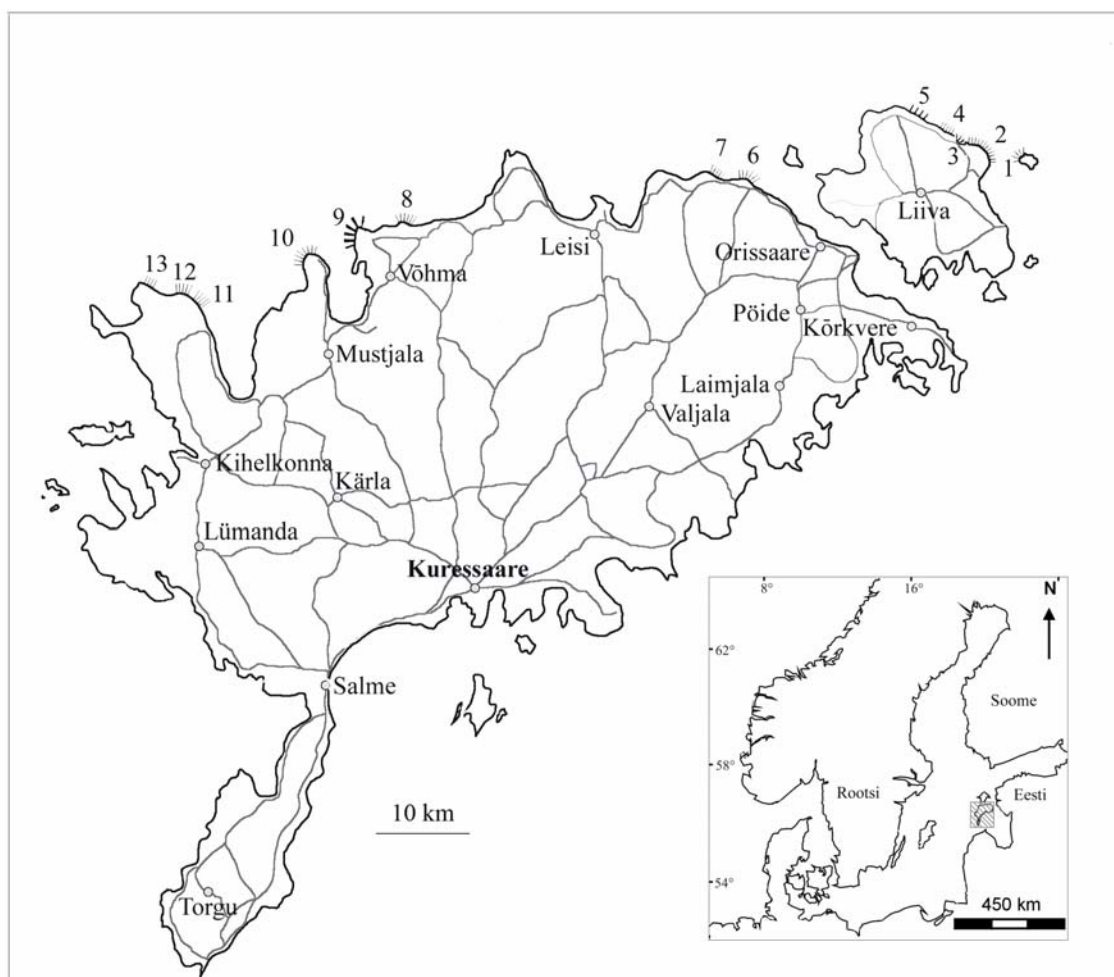
Foto 9. Uisu panga seina moodustavad Jaani lademe hallikad merglid (foto I. Tuuling).

### ***Lääne-Eesti saarte pangad***

Pärast Mandri-Eesti erosiooniliste jäänukite rida jätkub Siluri klint isoleeritud pangaastangutena Lääne-Eesti saartel. Sisuliselt võiks alles alates Kessulaiu pangast, kui vahetult merre langevast idapoolsemaist pangast hakata rääkima Siluri klindist kui üksikutest paekalda lõikudest koosnevast reljeefivormist. Edasi kulgeb klindivöönd üle Muhumaa, kus enamus Siluri klindi astanguid on tänapäeva mere murrutuse eest taandunud kaugemale sisemaale. Seejärel jätkub Siluri klint lõikudena üle Saaremaa põhja- ja looderanniku (Joonis 9). Siin võib võrreldes varasemate kirjeldustega mõningate pangalõikude osas täheldada selgeid muutusi, mis on tingitud üldisest maakoore kerkimisest ja mere taandumisest. Nii on tänapäeval praktiliselt hoomamatu kunagi Jaani lademe stratotüübina välja eraldatud ja rikkaliku fossiilide leiukohana tuntud Paramaja pank, mis aktiivse lainetuse vööndist kaugenenuna on mattunud suuresti vetikate ning adruvallide alla. See eest on aga 2005. aasta jaanuari alguse tugeva tormi ja murrutuse tagajärjel paljud aktiivse lainetuse vööndisse jäävad pangad Saaremaa põhja- ja looderannikul (Panga, Kuriku, Suuriku, Liiva, Ninase jt) puhastatud tavaliselt

pangajalamit katvatest rahnudest ja klibust, olles justkui uuesti sündinuna „värскеimas“ seisus, millisena neid pole ammu nähtud.

Erinevalt erosioonilistest jäänukitest Mandri-Eestis, kus enamasti paljandub ainult kulutusele vastupidav Jaagarahu lademe plaatjas dolomiit ja rähkjas paas, ilmneb siinsetel aktiivse mere murrutusvööndis esinevatel klindilõikudel selgelt uut tüüpi geoloogiline, nn klassikaline klindi kaksiklabilõige, mis on edaspidi suuresti jälgitav lääne suunas kogu Siluri klindi ulatuses. Klindi jalam on kulutatud pehmetesse erosioonile vähe vastupidavatesse kivimitesse (Jaani lademe või Alam ja Ülem Visby kihtide merglitesse ja savikatesse lubjakividesse vastavalt Saaremaal ja Gotlandil) ning enamuse klindi seinast ja ülaservast moodustavad vähem savikamad sageli riffstruktuure sisaldavad (Jaagarahu lade ja Högklindi kihid vastavalt Saaremaal ja Gotlandil) lubjakivid.



Joonis 9. Lääne-Eesti saarte pangad (Leito & Märss, 2003 järgi). Numeratsioonile vastava panga nimetust vaata tekstist.

Allpool esitatud Lääne-Eesti saarte, ennekõike Muhu ja Saaremaa pankade lühikirjeldustest langeb kirjelduse mahukuselt teistest kõrvale Kesse panga iseloomustus. Selle põhjuseks on töö autori osalusel läbi viidud välitööd Kesse panga morfoloogia ja klindiseina geoloogilise läbilõike täpsustamiseks. Selletõttu on Kesse panga kirjeldus lisatud omaette allpeatükina Siluri klindi ja üksikute klindilõikude kirjelduste lõppu.

Püssina pank, mille kõrguseks on kohati 7 m, asub Muhu saare kirderannikul (Joonis 9, punkt 2). Panga, millest pool, kuni 3-4 m kõrgune ja kamardunud mitmeastmeline lõik, kulgeb sisemaal, kogupikkuseks on 600 m. Panga läbilõike allosas on Jaani lademe dolomiitsed merglid, ülal Jaagarahu dolomiidistunud riffclubjakivi (Perens, 1996). Samuti on võimalik nii mererannal kui pangal näha mõnemeetrise läbimõõduga bioherme.

Rannaniidi pangad. Nende all vaadeldakse viit suuremat astangut, mis asuvad Muhu saare kirdeosas (Joonis 9, punkt 3). Üksikute astangute pikkused kõiguvad 50-140 meetri vahemikus ning pankade kogupikkus ulatub 570 m-ni. Astangute kõrguseks on valdavalt 3-4, maksimaalselt kuni 6 m. Pangaastangu moodustavad valdavalt biohermid, mille all lasuvast plaatjast dolomiidist paljandub maksimaalselt 0,8 m lõik. Siinseid panku murrutas Limneameri (tekkinud 4000 aastat tagasi) ning jalamid on valdavalt rusukalde all (Perens, 1996).

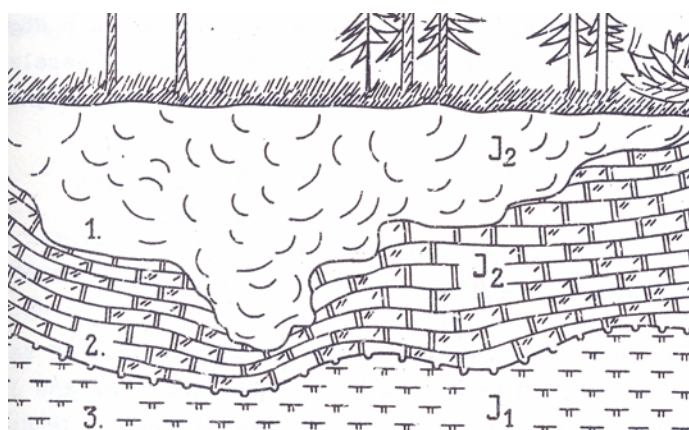
Kautliku pank asub Muhu saare kirde osas (Joonis 9, punkt 4). Pank on 200 m pikkune ning kaheastmeline. Alumine astang on 1-2,5 m kõrgune ning selle seinas paljandub Jaani lademe dolomiitne lubimergel. 20-30 m kaugusel merest asub teine rannaklibuga kaetud kamardunud astang, millel kõrgust 4-5 m (Perens, 1996).

Üügu ehk Anduvälja pank asub viimasest pangast 2,6 km lääne pool (Joonis 9, punkt 5; Foto 10). See 450 m pikkune ning 7 m kõrgune pank on Muhumaa pankadest tuntuim. Pangaseina moodustavad Jaagarahu lademe Kessulaiu kihistiku õhukesekihilised plaatjad dolomiidid ning nende peal lasuvad dolomiidistunud biohermid läbimõõduga kuni 30-40 m. Panga jalami ja panga eelse tasandiku moodustavad Jaani lademe Paramaja kihistiku pehmed merglid. Siin leidub rohkesti ka Limneamere aegseid murrutuskuulpaid.



Foto 10. Üügu pank Limneamere murrutuskulbastega (foto I. Tuuling).

Pulli ehk Oiu pank asub Saaremaa kirdenurgas, olles saare kõige idapoolsemaks pangaks (Joonis 9, punkt 6). Panga pikkuseks on 500 m ning kõrguseks rohkem kui 3 m. Pangaseina alumises osas paljanduvad 1,05+ m paksuselt Jaani lademe Paramaja kihistiku domeriidid (Joonis 10). Sellel lasuvad ligi ühe meetri paksuselt Jaagarahu lademe Kesselaiu kihistiku sinakast kuni rohekas-halli värvuseni varieeruvad kavernoossed dolomiidid ning klindiserva ülaosa moodustavad sama taseme kuni 2 m paksused riffmoodustised (Joonis 10). Biohermide raskuse all on panga sein alumised kihid kurdu koolutatud (Jürgenson & Nestor, 1990).



Joonis 10. Pulli panga skemaatiline läbilõige. 1 ja J<sub>2</sub> – Jaagarahu lademe Kesselaiu kihistiku riffmoodustis; 2 ja J<sub>2</sub> – Jaagarahu lademe Kesselaiu kihistiku kavernoossed dolomiidid; 3 ja J<sub>1</sub> – Jaani lademe Paramaja kihistik (Jürgenson & Nestor, 1990 järgi).

Paramaja pank. See kõigest 100 m pikkune ning alla 2 m kõrgune astring asub Saaremaal Paramaja lahe ääres (Joonis 9, punkt 7). Pangaseinas paljanduvad Jaani lademe Jaani kihistiku ning Paramaja kihistiku lubjakad merglid argilliitse mergli vahekihtidega ning sinne pangasein on Jaani lademe Jaani kihistiku stratotüüpne läbilõige (Männil, 1990). Kuna aga maakerke tõttu on pank aktiivsest lainetusevööndist kaugemale nihkunud



ning sinna on kuhjunud paksud adru ja vetikate vallid on see pank sisuliselt tänapäevaks lakanud eksisteerimast.

Liiva pank. See 600 m pikkune madal pank asub Saaremaa põhjarannikul Liiva neemel (Joonis 9, punkt 8; Foto 11). 2,8 m kõrgusel pangal paljanduvad 2,1 m ulatuses aluspõhja kivimid, ülejäänud osa moodustavad Kvaternaari setted. Panga seinas paljanduvad Jaani lademe Mustjala ja Ninase kihistike kivimid. Siinse panga juures on aga esmakordselt paarisaja meetri kaugusel meres tormise ilmaga märgata vahutavat lainetriipu, mis esmakordselt märgistab merealuse astangu asukohta (Leito & Märss, 2003).



Foto 11. Liiva pank (foto I. Tuuling).

Panga ehk Mustjala pank. Selle Saaremaa põhjarannikul kõrguva Eesti võimsaima Siluri klindi astangu maksimaalne kõrgus ulatub 21,3 m-ni ning kogupikkus üle 3 km (Joonis 9, punkt 9; Foto 12) (vt ka Joonist 5). Siin tuleb lisaks ulatuslikule ida-lääne suunalisele peaastangule Jaani ja Jaagarahu lademete avamuspiiril esmakordselt selgelt esile ka veidi kaugemal maismaal kulgev mõne meetri kõrgune astang ja paarisaja meetri kaugusel meres võib tuulise ilmaga näha murdlainetuse vööndit (Foto 1), mis tähistab kolmandat 10-12 m kõrgust veetalust astangut. Seega tuleb siin esmakordselt selgelt esile Siluri klindi kompleks – paralleelselt kulgev vahelduv astangute ja terrasside süsteem. Kui siiani oli

klindiasangute ilmumine piki Muhu ja Saaremaa põhjarannikut küllaltki juhuslik ja esiletulevad astangud suhteliselt madalad ja ilma kõrvalastanguteta, siis alates Panga pangast lääne poole muutub klindi pea- ning seda saatvate kõrvalastangute ilmumine neemikute tippudes regulaarseks nähtuseks. Kuna samasugune pilt astangute kõrguste ja ehituse keerukuse suurenemise näol jätkub edasi ka Läänemere all ja Gotlandil võiks Panga pank tinglikult pidada Siluri klindi kompleksi tegelikuks idapoolseks alguspunktiks.



Foto 12. Panga pank (foto I. Tuuling).

Ninase ehk Tagaranna pank asub Ninase poolsaare põhja- ja läänerannal (Joonis 9, punkt 10; Foto 13). Siinne, ligi 1,5 km pikkune pank koosneb kahest astangust, millest esimene on ligi 6 m kõrgune ning teine, sisemaa poolne, on madalam, paari meetri kõrgune kamardunud astang. Nii nagu Liival ja Panga pangal tuleb ka siin paarisaja meetri kaugusel kaldast vahuse murdlainetuse vööndi alusel selgelt esile veealuse astangu asukoht. Peaastangu allosas paljanduvad Jaani lademe Mustjala kihistiku merglid, millel lasuvad Ninase kihistiku dolomiidistunud horisontaalkihilised lubjakivid. Panga lääneserval lasub viimasel kohati kuni paari meetri paksune Kvaternaari setete kompleks. Siinses pangaseinas tulevad väga efektselt esile mitmesugused lõhede süsteemid (Tuuling, 1990), mis muudavad selle saagjalt hambuliseks. Teine, sadakond meetrit maismaa poole asuv astang, on moodustunud Jaagarahu lademe dolomiitidesse (Aaloe & Miidel, 1967).



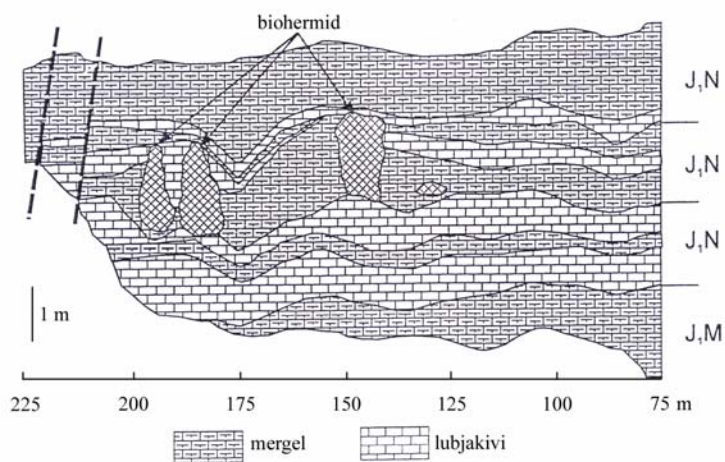
Foto 13. Ninase ehk Tagaranna pank (foto I. Tuuling).

Kuriku pank asub Tagamõisa poolsaare kirdeosas (Joonis 9, punkt 11; Foto 14). Selle Jaani lademesse jääva panga pikkus on 1,3 km ning kõrgus 3,5 m. Panga seinaga geoloogilises läbilõikes avanevad tugevasti dolomitiseerunud Mustjala kihistiku merglid ja Ninase kihistiku lubjakivid. Panga seinas esinevates lõhedes on näha arvukalt karbonaatset ja sulfiidset mineralisatsiooni, milledest esile tõstmist väärivad pea et puhtad rombiliste kristallidega dolomiitsed lõhetäited (Tuuling, 1990).



Foto 14. Kuriku pank (foto I. Tuuling).

Suuriku pank on teine ja võimsaim Tagamõisa poolsaarel kirdeosas asuv pank (Joonis 9, punkt 12; Foto 15), mis jääb Kuriku pangast vähem kui kilomeetri võrra põhja poole. Pangaseinas, mille pikkuseks on pea et 1,6 km, paljanduvad 8 m ulatuses Jaani lademe Mustjala ja Ninase kihistikkude lubjakivid ja merglid (Joonis 11). Samuti on selles pangaastangus eristatud mitmed tektoonilised rikked. Panga ülemise osa moodustab kuni 3 m paksune klibust ja liivast koosnev pinnakatte kompleks (Rubel et al., 1991).



Joonis 11. Suuriku panga läbilõige (Rubel et al., 1991 järgi). J<sub>1</sub>M – Jaani lademe Mustjala kihistik; J<sub>1</sub>N – Jaani lademe Ninase kihistik.



Foto 15. Suuriku pank (foto I. Tuuling).

Undva ehk Tõrvasoo pank asub Tagamõisa poolsaare põhjatipus (Joonis 9, punkt 13; Foto 16), olles selle poolsaare kolmandaks ning madalaimaks pangaks. Panga pikkus ulatub 500 m-ni ning kõrgus 2,5 m-ni. Panga jalamil paljanduvad Jaani lademe merglid,

ülaservas aga lubjakivid, milles leidub väikesi, põhiliselt sammalloomadest koosnevaid bioherme (Leito & Märss, 2003).



Foto 16. Undva ehk Tõrvasoo pank (foto O. Tinn).

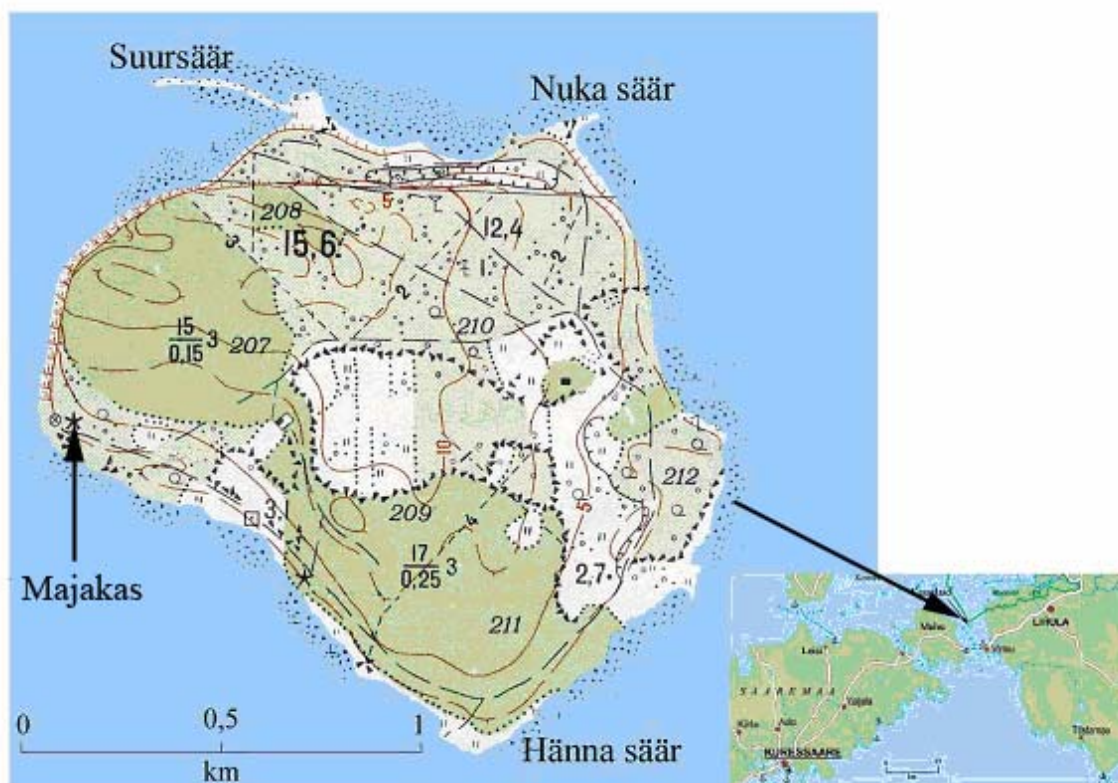
### **Kesse pank**

Kesse pank on üks kaunimaid ja imposantsemaid, kuid samas vähetuntumaid Siluri klindi löike Eestis. Panga vähene tuntus on tingitud ennekõike selle ligipääsmatust asukohast väikesel (1,71 km<sup>2</sup>) Kessulaiul, mis asub Suure väina põhjaosas, Eesti mandriosa ja Muhu saare vahel (Joonis 12). Kessulaiu aluspõhja, sealhulgas ka pangaastangu geoloogiat, on lähemalt uurinud A. Luha (1930, 1940) ja H. Perens (1996), rannikugeoloogilisi uurimustöid on teostanud K. Orviku (1974) ja M. Veisson (1976).

2004. aasta suvel teostati töö autori osalusel Kesse pangaastangu morfoloogiliseks mõõdistamiseks peaastangu ja selle ümbruse kõrguste täpsusnivelleerimine, milleks kasutati käsitsi seadistatavat tahhüomeetrit Dahlta 010 A. Kuna nivelleerimistööl võeti nulltasemeks tolle hetke meretase, on oluline ära märkida, et mõõtmiste päeval asus meretase 10-14 cm alla Kroonlinna nulli.

Kogu Kessulaidu võrdleb A. Aaloe (1958) eespool kirjeldatud Lihula ümbrusesse jäävate loode-kagusuunaliselt orienteeritud kaljuvoortega (Kirbla, Lihula, Salevere jt). Nii paikneb Kessulaiulgi saare, ehk kaljuvoore kõrgem osa liustiku pealetungi poolses, ehk loodeotsas, mille kontakti merega tähistab vertikaalsena langev astang – Kesse pank. Viimase kõrgemates, kuni 10 m lõikudes, palistab selle üleserva kaljuvoortele iseloomulik

massiivsete ning erosioonikindlate biohermide kompleks, mille tagant toimub reljeefi lauge madaldumine kagu suunas.



Joonis 12. Kessulaid ja Kesse pank.

Kesse panka võib jälgida lisaks looderannikule ka laiul põhjaosas, kus meri on panga astangust eemaldunud ning pank kulgeb edasi maismaal (Joonis 12). Maismaal kulgev astanguosa on tugevasti kamardunud ning metsastunud. Eelkõige on aga Kesse panga tuntuks teinud saare looderannikut palistav efektne, ligi 600 m pikkune ja kuni 10 m kõrgune, enamasti vertikaalse seinana laskuv klindias tang, mis kõrge veeseisu ajal tormisematel päevadel on mere murrutuse meelevalds (Fotod 17-22; vt joonis 9, punkt 1). Kesse panga peaastangu taga asub kaks kõrvalastangut, mis tänapäevaks on suures osas tiheda kuusemetsa rüppe varjunud.

Klassikalise klindias tanguna jaotub Kesse panga seinal läbilõike selgelt kaheks kulutusele erineva vastupidavusega kivimite kompleksiks. See tuleb väga ilmekalt esile pangaseina rohkem kulutatud all- ning vähem kulutatud ja ette eenduvas ülaosas (Fotod 18 ja 19). Õigemini on mõnedes klindilõikudes näha isegi selget kolmikliigestust, kuna alumine Jaani lademe sinakas-hallide, õhukesekihiliste ja pudedate dolomiidistunud merglite ehk domeriitide kompleks jaguneb selgelt vähemsavikamaks ülemiseks ja

savikamaks alumiseks osaks (Perens, 1996) (Fotod 18 ja 19). Just viimasesse läbilõike ossa võivad aktiivse tormilainete murrutuse tulemusena kujuneda murrutuskulpad (Foto 19). Kesse panga üleserva palistavad aga Kesselaiu kihistiku sinakas- või kollakas-hallid horisontaal- või nõrgalt lainjaskihilised, plaatjad dolomiidid. Pangastangu kõrgemates lõikudes moodustavad klindi ülaserava aga biohermsed dolomiidid (Foto 20).

Osalt kihtide lõunasuunalise kallakuse ning klindiastangu muutuva orientatsiooni tõttu (Joonis 13) on pangaseinas paljanduvate Jaani ja Jaagarahu kihtide paksuste proportsioonid muutuvad. Kuid liikudes piki pangaastangut Suursäärest majaka suunas, on pangaseinas, ennekõike Jaagarahu plaatjate dolomiitide ja all-lasuvate domeriitide kontaktpinnal, näha, et kihtide kallakused võivad lokaalselt muutuda suurtes piirides (Foto 17). Nii on A. Luha arvutanud suurimaks kihtide kallakuseks just panga keskosas rohkem kui 7 kraadi (Luha, 1940). Sellised kihtide lokaalseid kallakusmuutusi on riffstruktuuride esinemisaladel täheldatud väga sageli ning need arvatakse olevat tekkinud raskete riffstruktuuride või paksude ning massiivsete rifflobjakivide vajumise tulemusena allolevatesse veel litifitseerumata Jaani lademe kivimitesse (Aaloe, 1958).

Sellisest kihtide kallakuse muutustest tingituna võib pangaseina erinevates lõikudes täheldada mõlema Jaani lademe kivimüksuse, rohkem ja vähem savika domeriidi paksuse muutust vastavalt 2,6 ja 1,2 m Suursääre poolses otsas kuni nullini Kesse panga kesk- ja lõpuosas. Niisamuti muutub suurtes piirides ka Jaagarahu lademe biohermsete dolomiitide paksus – see kompleks puudub klindi laelt Suursääre poolses otsas, samas kui Kesse panga keskosas on selle paksuseks kuni 3 m. Ainsa kihina võib kogu panga läbilõike ulatuses jälgida Jaagarahu lademe plaatjate dolomiitide kompleksi, mille paksus ulatub klindi keskosas kuni ligi 5 m, kuni see majaka poolses otsas pikkamisi klibuvalli alla kaob.

Jaani lademe ülemise piiri kõrgeim asend merepinnast on fikseeritud Suursääre poolses klindiastangus, kus Jaani lademe osakaal klindi jalamis on ka suurim, ulatudes 3-4 meetrini. Loode suunas liikudes võib Jaani lademe ülemine piir kohati langeda isegi merepinnani, mistõttu võib Jaani lade vahepeal pangaseina läbilõikest üldse puududa. Panga teises, majakapoolses otsas, on aga Jaani lademe ülemine piir merepinna suhtes jälle veidikene tõusnud ning Jaani lademe paksus klindi jalamil võib küündida jälle umbes poole meetrini.

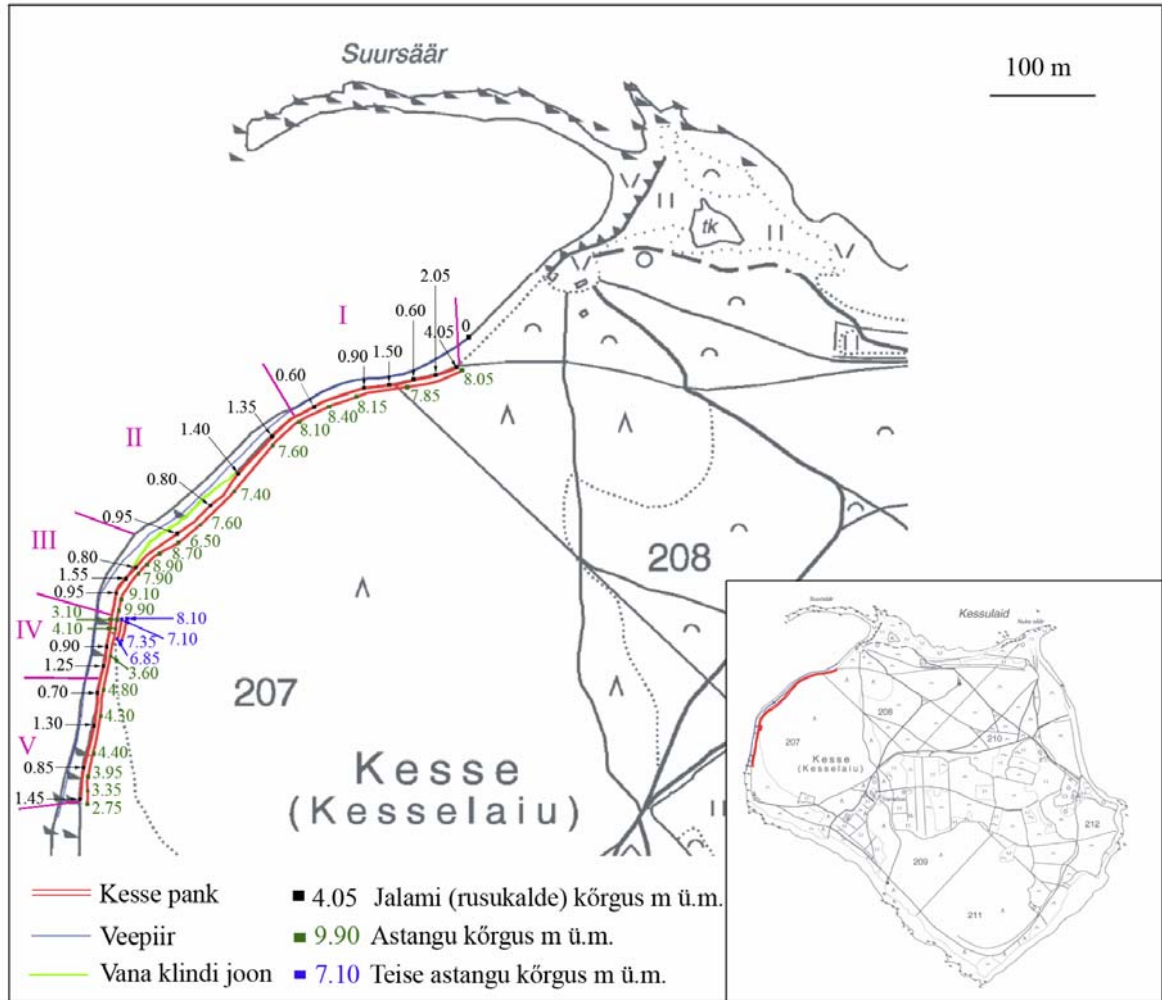


Foto 17. Selgelt kallutatud kihid ja Jaani lademe osakaalu vähenemine klindiseina läbilõikes Kesse panga keskosas (II ja III lõigu piiril). Nool märgib Jaani ja Jaagarahu lasemete piiri (foto I. Tuuling).

### **Pangaseina geoloogia ja morfoloogia välivaatlused**

Mererannikut palistava 600 m pikkuse Kesse pangaastangu kõrguste nivelleerimisel ning erinevate geoloogiliste tasemete osakaalu hindamisel jagati see teodoliidi tugipunktide alusel viieks erinevaks lõiguks (I-V Joonis 13). Teodoliidi tugipunktide koordinaadid määrati GPS`ga. Nivelleerimisel mõõdeti klindiastangu jalami kõrgus merepinnast peaastangu all ning peaastangu ülaserval, mille väärtused kanti hiljem kogu klindilõigu ulatuses ka topograafilisele alusele (Maa-ameti rasterkaart, 2003, mis tugineb aastatel 1993-1998 tehtud mõõdistamise andmetele) (Joonis 13). Ainult neljanda lõigu alguses õnnestus teodoliitmõõdistamise abil määrata ka klindi peaastangu taguse kõrvalastangu kõrgusi (Joonis 13). Ülejäänud panga piires on alates klindi peaastangu servast kogu klinditagune maismaapoolne ala kaetud tiheda kuusemetsaga (Foto 18), mistõttu kõrvalastangute mõõdistamine osutus seal võimatuks.





Joonis 13. Kesse panga plaan koos kõrgusandmete ja kirjelduses jälgitud pangalõikudega. I – V tähistavad tekstis kirjeldatud lõike.

Kesse panga Suursääre poolses otsas asub pank merele lähemal ja on murrutusele rohkem avatud, mistõttu panga astang oli siin enamasti püstloodne. Kohati esinesid jalamis väikesed Jaani lademe pehmetesse merglitesse uuristatud murrutuskulpad (Foto 19). Kõikjal oli panga jalamil märgata pangalt alla kukkunud suuremaid ja väiksemaid seinatükke. Majaka poolses otsas, kus pank on madalam ja ei asu enam otseses lainete murrutava tegevuse piirkonnas, esineb panga ees arvukalt suuri rändrahne ning siia on kuhjunud paksud klibuvallid, mille alla ka sinne madalduv klindiastring ka lõpuks välja suidub (Foto 22).

Kaardile kantuna ühtis meie klindiastringu joon (Joonis 13) üldjoontes hästi klindiastringu asukohaga varasemal kaardil. Ainult klindi keskosas, II lõigu lõpus ja III lõigu alguses võis täheldada pangajoone ehk siis klindiastringu selget nihkumist maismaa suunas kuni 7 m ulatuses (Joonis 13). See annab tunnistust Kesse pangal aset leidvatest

aktiivsetest murrutusprotsessidest, näidates, et sinne klindias tang on alles oma esimeses nooruses.

### **Kesse panga kõrgusandmed ning Jaani ja Jaagarahu lademete proportsioonid erinevates lõikudes**

Esimese lõigu piires paljanduvad klindiseinas kõik kihid v.a. Jaagarahu lademe biohermsed dolomiidid (Foto 18). Lõigu alguspunktis oli Suursääre poolse otsas Jaani ja Jaagarahu lademete piir merepinnast ligikaudu 4,50 m ja lõigu lõpus 3,80 m kõrgusel. Kõrgused klindi jalamil ja peaastangu serval kõikusid vastavalt 0,6-4,05 m ja 7,85-8,40 m vahemikus. Jalami selline suur kõrgus oli tingitud klindi ees kohati esinevast kõrgest rusukaldest. Siin lõigus üritati mõõta ka panga kõrvalastanguid, kuid kuna need olid tugevalt rohtunud ning tiheda metsaga kaetud, siis ei saadud seda teha nivelliiriga. Peaastangu taguse kõrvalastangu kõrgus küündis 6-7 m ning kamardunud nõlva kallakus oli 5°-10°.



Foto 18. Kesse panga Suursääre poolne ots (I lõigu lõpp). Vertikaalne klindisein, milles näha selge kivimiline kolmikliigestus – nooled eristavad, all Jaani lademe savikad domeriidid, keskel sama lademe vähemsavikad domeriidid ja üleval Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid (foto I. Tuuling).

Teises lõigu alguses paljanduvad klindiseinas samad kihid, mis eelnevas lõigus (Fotod 18 ja 19). Lõigu lõpus sukeldub aga suure kallakuse tõttu allapoole merepinda klindiseina allosas paljanduv tugevasti savikate domeriitide kiht, samas kui ülaserivas ilmub aga esmakordselt biohermsete dolomiitide kompleks (Foto 20). Kõrgused klindi jalamil ja ülaserivas kõiguvad vastavalt 0,8-1,35 m ja 6,5-8,1 m piires. Jaani lademe ülemise piiri kõrguse langus merepinna suhtes on siin aga selgelt suurem kui esimeses lõigus, langedes 4,2 m lõigu alguses kuni 2,6 m lõigu lõpus, kus läbilõikesse ilmuvad biohermsed

dolomiidid. Selle lõigu algusosa on ilmselt pangal üheks intensiivsemaks murrutuspiirkonnaks, kuna siin olid klindiseina allosas näha ilusad murrutuskulbaste algeid (Foto 19) ning klindiseina ja mere vahelisel ribal lebasid kohati suured seinast alla varisenud kivimplokid

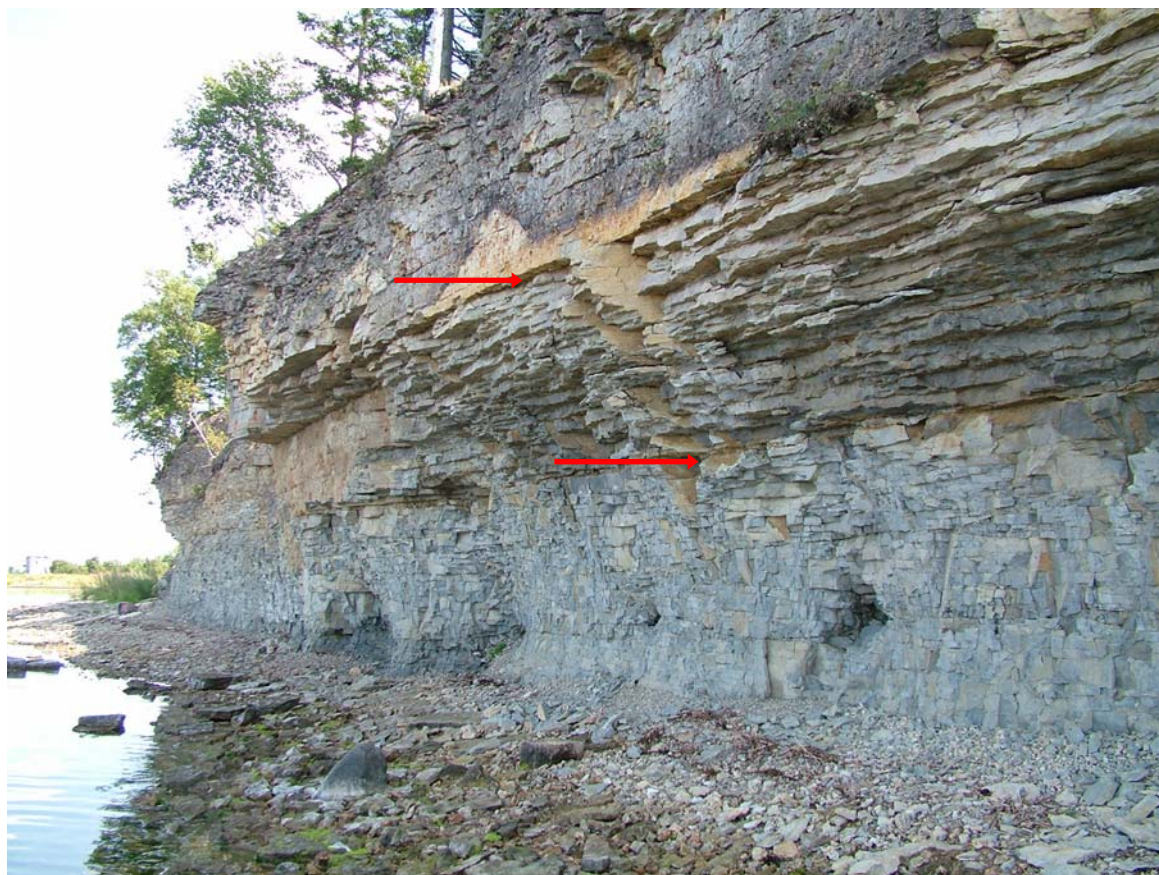


Foto 19. Kesse panga klindiseina kolmikliigestus (II lõigu algus). Nooltega eristatud – allosas väikesed murrutuskulpad Jaani lademe tugevasti savikates domeriitides, keskel vähemsavikad Jaani lademe domeriidid, mida katvad Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid (foto I. Tuuling).

Kolmandas klindilõigus on Kesse pangaastang kõige paremini säilinud, kuna pehmete Jaani lademe kivimite ülemine piir on siin langenud veelgi madalamale, olles enamasti mattunud rusukalde ja klibu alla (väikseima paksusega kohas 20 cm). Kogu pangaastangu moodustavad valdavalt Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid ja oma maksimaalse, kohati kuni 5 m paksuse saavutavad biohermsed dolomiidid (Foto 20). Klindiaastangu kõrgused kõiguvad siin panga ülaserval 7,9-9,9 m vahemikus. Viimane oli ka kogu Kesse panga kõrgeimaks mõõdetud punktiks. Panga jalami kõrgused kõikusid vastavalt 0,8-1,55 m piires. Jaani-Jaagarahu ülemise piiri kõrgus merepinnast langes 1,85 m lõigu alguses kuni 0,95 m massiivsete riffclubjakivide all lõigu lõpus.



Foto 20. Kesse panga keskosa (III lõik). Klindiseinas nooltega näidatud all Jaani ja Jaagarahu piir ning üleval Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid ja neid katvad massiivsed rifflubjakivid (foto I. Tuuling).

Neljäs lõik on geoloogiliselt läbilõikelt sarnane eelmisele. Selle lõigu alguses ei olnud ühes punktis klindiseina läbilõikes võimalik eraldada Jaani ladet, kus selle ülemine piir oli laskunud allapoole 0,95 m ning oli täielikult mattunud rusukalde alla. Lõigu lõpuosas oli aga Jaani ja Jaagarahu lademete piir jälle kerkinud ligi 1,60 m üle merepinna. Kuna biohermsete rifflubjakivide paksus hakkab vähenema, siis peaastangu kõrgus jälle langeb, laskudes kõrgeimast 8,6 m punktist kuni 3,6 m madalaimas punktis. Panga jalamil kõikusid kõrgused 0,9-1,5 m vahemikus. Siin lõigus oli võimalik näha ka Kesse panga teist astangut (Joonis 13), mille suhteline kõrgus kõikus 0,5-1 meetri piires ning kõrgus merepinnast 7,35-8,10 m piires. Selles lõigus oli nii klindi ülaservas kui ka astangu ette langenuna näha kõige arvukamalt üksikuid massiivseid bioherme ja nende tükke (Foto 21).



Foto 21. Kesse panga lõunaots (IV lõik). Klindiseinas nooltega eristatud – all Jaani lademe domeriidid, keskel Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid, ning ülaservas massiivsed rifflubjakivid. Rannaribal panga ülaservast langenud biohermid (foto I. Tuuling).

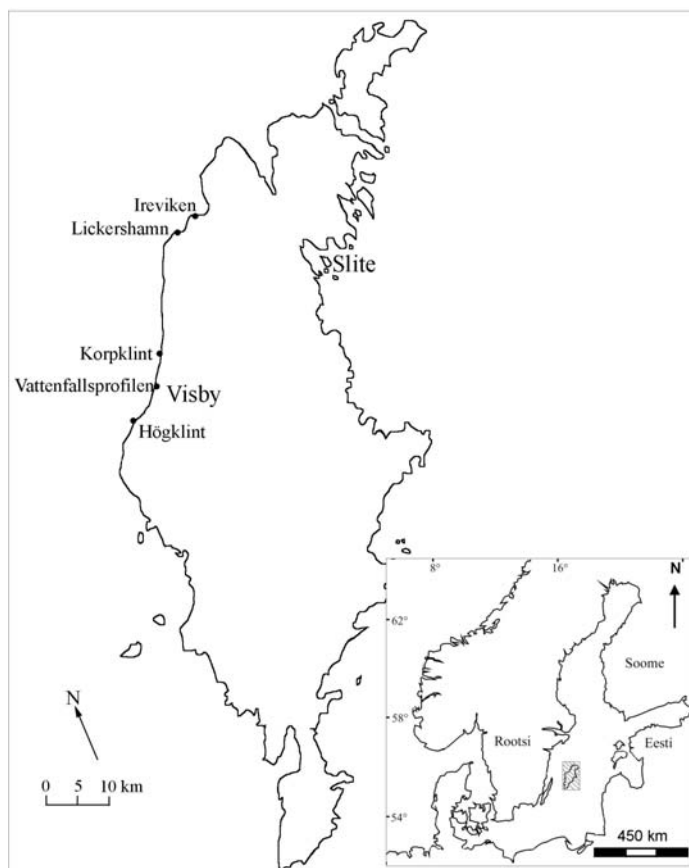
Viimase viienda lõigu alguses tõuseb astangu kõrgus alguses jälle, ulatudes kõrgeimas punktis kuni 4,8 meetrini, kuid sealt edasi majaka poole hakkab astangu kõrgus järjest vähenema, kuni viimases mõõtmispunktis saadi Kesse panga peaastangu kõrguseks 2,75 meetrit. Panga jalami kõrgused kõikusid 0,7-1,45 m piires. Geoloogilises läbilõikes domineerivad selgelt Jaagarahu lademe plaatjad dolomiidid. Biohermsete dolomiitide osakaal on sisuliselt olematu ning Jaani ja Jaagarahu lademete piir oli mattunud täielikult klibuvalli alla (Foto 22).



Foto 22. Kesse panga majakapoolne ots on kaetud klibu ja rändrahnudega (foto I. Tuuling).

### *Fårö ja Gotlandi klint*

Siluri klindi astang teisel pool Läänemerd paljandub katkendlikult kõrgemate ning madalamate, pikemate ning lühemate lõikudena piki Fårö-Gotlandi saarte põhja- ja looderannikut (Joonis 14). Kuna nii panga jalamil paljanduvate savikate komplekside (Alam ja Ülem Visby kihid) kui ka panga ülaosa moodustavate puhaste lubjakivide paksused on märgatavalt suuremad kui Saaremaal ning samuti on astangu esiste kivimite erosiooni ulatus suurem, on ka Siluri klint Gotlandil palju võimsam kui Saaremaal. Maksimaalse kõrguse saavutab klint Gotlandil Visby ümbruses, kus see Högklindi juures ulatub peaaegu 50 m üle merepinna. Ehkki üldjoontes on Siluri klint Gotlandil vähem liigestatud kui Saaremaal, lõikuvad Gotlandi kirde- ja läänerannikul klindiastangusse mitmed suured lahed, liigestades saare looderanniku selgelt klindilahtedeks ja -neemikuteks. Klindilahtedes, kus klint suurelt jaolt on kulutatud, kaunistavad Gotlandit ja Fårö rannikut sageli tervete väljadena raukarid, mis kujutavad endist Ülem Visby ja Högklindi kihtidest väljaprepareeritud, kulumisele vastupidavaid riffstruktuure (Foto 23).



Joonis 14. Gotlandil kirjeldatavad klindiastangud.



Foto 23. Raukarid Fåröl (foto I. Tuuling).

Kuna klindias tang Gotlandil kulgeb enamasti mõnekümne meetri kõrguste lõikudena, on selle detailsem kirjeldamine kogu läbilõike osas olnud raskendatud. Seetõttu puuduvad ka klassikalised klindias tangute detailkirjeldused nii nagu neid võib leida geoloogilises kirjanduses Saaremaa põhjarannikut palistavate klindilõikude kohta. Siiski on teatavaid klindilõike ning nende stratigraafilise liigestuse andmestikku esitatud saare geoloogilise kaardistamise või mitmesuguse suunitlusega stratigraafilis-paleontoloogiliste uurimustulemuste esitamisel. Neist tuntuimaks on kahtlemata Irevikeni klindias tang, mille läbilõiget on kasutatud arvukates artiklites Alam ja Ülem Visby kihtides fikseeritud geoloogiliste markersündmuste fikseerimisel ning konodontitsoonide väljaeraldamisel (Jeppsson, 1997; Nestor et al., 2002). Selles saare osas ongi Gotlandil paljanduvad Alam ja Ülem Visby kihid esindatud kõige täiuslikuma läbilõikega, kuna lõuna suunas liikudes väheneb klindias tangus pidevalt nende kihtide osakaal, samas kui neid katvate Högklindi kihtide kogupaksus ja osakaal pidevalt suureneb. Lisaks Irevikenile on klassikaliseks saanud Visby linna piiridesse jääv Vatenfalleni läbilõige, mida tänu astmeliselt langevale kosele on õnnestunud kogu läbilõike osas nii litoloogiliselt kui ka paleontoloogiliselt detailsemalt kirjeldada (Jaanusson, 1979). Läbi aegade on geoloogid oma imposantsusega köitnud Högklinti kui saare kõrgeim klindias tang, mille detailsem kiht-kihiline kirjeldamine on aga astangu kõrgust arvestades kogu läbilõike ulatuses tavatingimustes võimatu.

Kasutades põhiliselt eelpool nimetatud töödes toodud andmestikku on allpool autori poolt kokkuvõtlikult esitatud Gotlandi tuntumate ning võimsamate klindilõikude litoloogilis-stratigraafilised lühikirjeldused.

Irevikeni astang (Joonis 14; Foto 24). See 30 m kõrgune astang Gotlandi loodeosas on justkui kogu saare looderanniku tüüpläbilõikeks. Klindiastringu allosas paljanduvad Alam ja Ülem Visby kihid, järsaku ülaosa markeerivad aga Högklindi kihid (Neuman & Kershaw, 1991). Alam ja Ülem Visby kihid moodustuvad vahelduvatest lubimergli ja savika lubjakivi kihtidest, milles esineb arvukalt väiksemaid biostroome. Högklindi kihilised lubjakivid klindiastringu ülemises osas sisaldavad aga Hoburgeni tüüpi massiivseid rifikehi, mis oma raskusega all lasunud litifitseerumata lubjakividesse sageli sünkliinalse vaondi vajutanud on (Nestor et al., 2002).



Foto 24. Jungfrun – kuulus raukarist klindiastring Lickershamni lähedal on oma läbilõikelt sarnane Irevikeni astanguga (foto I. Tuuling).

Korpklint (Joonis 14; Foto 25). See võimas klindiastring jääb saare suurima asustatud punkti ning administratiivkeskuse, Visby, vahetusse lähedusse, palistades maa poolt linna põhjapiirile jäävat populaarset supelranda. Siin paljanduvad 32 m kõrguses klindiastringu allosas vaid 5,25 m ulatuses Ülem Visby merglid argilliitse lubjakivi vahekihtidega. Ülejäänud klindiseina moodustavad Högklindi lubjakivid, milles tulevad markantselt esile Hoburgeni tüüpi massiivsed rifikehad, mis oma raskusega on kunagi all lasuvatesse veel litifitseerimata Ülem Visby kihtidesse vajunud (Neuman & Kershaw, 1991).





Foto 25. Massiivsed Högklindi kihid paljandumas Korpklintis (foto I. Tuuling).

Visby linna piiresse jääv Vattenfalleni astang (Joonis 14) on nii litoloogiliselt kui ka paleontoloogiliselt üks detailsemalt uuritud Siluri klindi löike Gotlandil. Selle astmeliselt langeva kose poolt kujundatud klindiseina kogukõrgus ulatub üle 29 m. Siinse pangaseina alumises osas on näha 0,7 m ulatuses Alam Visby mergleid ja 8,9 m Ülem Visby argillitseid lubjakive, ülemises osas paljanduvad 20 m ulatuses Högklindi kihtide lubjakivid (Jaanusson, 1979).

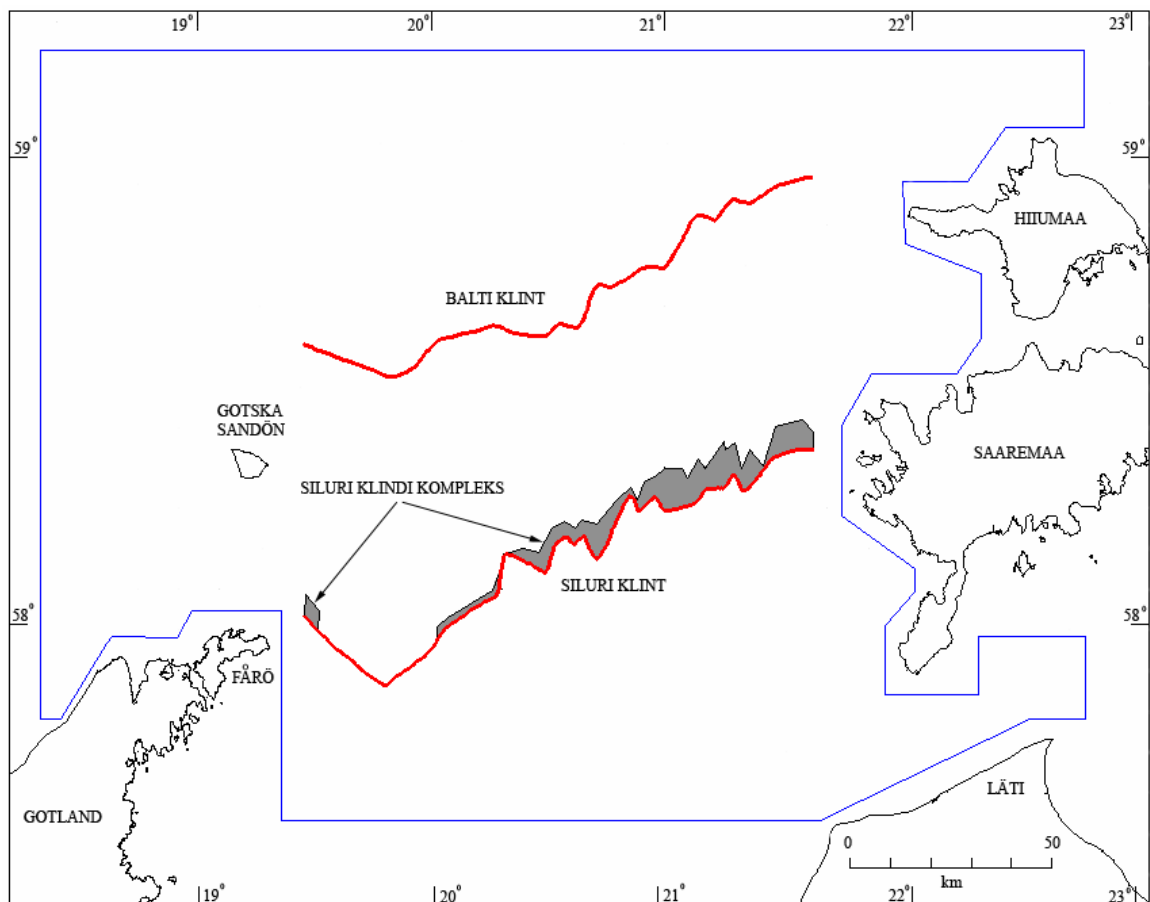
Högklindi astang jääb Visbyst 5-6 km lõunasse samanimelise asula juurde (Joonis 14; Foto 26). Siinne 48 m kõrgune astang on Gotlandi kõrgeim klindilõik, olles justkui kogu Siluri klindi võimsuse sümboliks. Klindiseina detailne kirjeldus ning läbilõige on toodud eespool klindiseina stratigraafiat kirjeldavas peatükis (vt Joonis 6).



Foto 26. Högklint Gotlandil (foto I. Tuuling).

## 7. Läänemere alune uuritav ala

Käesoleva magistritöö originaaluurimuslik osa, Läänemere põhjaosa aluspõhjareljeefi ja Saaremaa-Gotlandi klindi morfoloogia ning geoloogia kirjeldus ja analüüs tugineb suuresti eelmise sajandi üheksakümnendate aastate alguses alanud Eesti-Rootsi ühiste meregeoloogiliste ekspeditsioonide käigus kogutud seismilise pidevsondeerimise andmestikule. Seetõttu on detailsemalt uuritud ala piiritletud ennekõike ühisekspeditsioonide käigus kõige tihedamalt profiilide võrguga kaetud Läänemere akvatooriumi põhjaosaga. Nimetatud ala jääb Eesti ja Rootsi saarte vastavalt Saare- ja Hiiumaa ning Gotska Sandöni, Fårö ja Gotlandi põhjaosa vahele (Joonis 15). Uuritav akvatooriumiala katab Eesti ja Rootsi rannikumere saari ühendavaid olulisemaid geomorfoloogilisi struktuure, Balti ja Siluri klindi komplekse, hõlmates samuti täielikult nende vahelise Ordoviitsiumi merealuse platoo, Kambriumi kivimite avamus ja osaliselt Proterosoikumi kivimite avamus Balti klindist põhja- ja Siluri kivimite avamus (Siluri platood) Siluri klindist lõuna pool.



Joonis 15. Läänemere alune uuritav ala raamitud sinise värviga.

## **8. Uurimismetoodika – kogutud seismoakustiline andmestik ja selle töötlemine ning esitlemine**

### *Seisimoakustiline uurimismeetod*

Seisimoakustiline pidevsondeerimismeetod on praktiliselt ainsaks meetodiks saamaks informatsiooni veekogude alla jäävatelt settekivimite komplekside liigestusest ja geoloogiast. Selle meetodi aluseks on seisimoakustiliste lainete saatja poolt tekitatud seismiline impulss, mille tulemusena hakkavad ümbritsevas keskkonnas levima seismilised lained. Need kujutavad endast elastsete deformatsioonide lainelist levikut maapinnas, mille abil kantakse edasi seismilist energiat. Seismiliste lainete käitumine sarnaneb mistahes teiste koolifüüsikast tuntud lainete (elektromagnetilised lained, valguslained, lained vees jne) käitumisele. See tähendab, et keskkonna omaduste muutumisel lainete levimiskiirus ning -suund muutuvad ning osa seismilisest energiast peegeldub tagasi maapinnale, kus see siis spetsiaalsete vastuvõtjate poolt registreeritakse. Teades seismiliste lainete levimiskiirusi erinevates kivimkihtides saame arvutada tagasipeegeldava pinna sügavuse maa sisemuses. See võimaldab määrata teatavate kihivõi struktuuripindade (aluspõhjareljeef) sügavust, kuid samas teostada ka üldjoontes seimilist korrelatsiooni maismaa ja merealuste geoloogiliste läbilõigete vahel.

Seisimoakustilise meetodi põhialuseid, erinevaid seismilise impulsi tekitajate tüüpe ning sagedusvahemikke ja nende kasutusvõimalusi on põhjalikumalt kirjeldanud T. Flodén (1981). Sõltuvalt geoloogilise ülesande eesmärgist ja soovitud uurimussügavusest on tänapäeval kasutusel mitmel eri sagedusel seismilisi impulsse tekitavaid saatjaid, mida võib vajaliku setendite uurimisdetailsuse ja -sügavuse alusel jagada laias laastus kolme suuremasse rühma. On teada, et setendite uurimissügavuse ning -detailsuse vahel valitseb vastuolu, kuna suurema sageduse korral, mis garanteerib suurema lahutusvõime ehk geoloogilise läbilõike suurema uurimisdetailsuse, suureneb ka proportsionaalselt lainetusega kantava energia neeldumine maapinnas, ehk väheneb tunduvalt uurimissügavus. Kuna Rootsi-Eesti koostööprojekti eesmärkidesse kuulus nii Paleosoilise aluspõhja kui ka Kvaternaarse settekompleksi uurimine, kasutati välitöödel Läänemerele samaaegselt mitmeid eri sagedusega seimiliste lainete allikaid, mida sai kasutada nii otseselt kui ka kaudselt käesoleva uurimustöö andmete interpreteerimisel ja esitamisel. Järgnevalt on kirjeldatud kolme töö seisukohalt olulist aparatuuri:

1. Kõikidel mereekspeditsioonidel kasutati paralleelselt spetsiifilise seismilise aparatuuriga alati madalsageduslikku kajaloodi (30 KHz), mis võimaldas vajadusel

- määrata mistahes profiili punktis piisava täpsusega merepõhja sügavuse. Kuid lisaks sügavusandmetele andis sellise sagedusega signaal meile sageli väärtuslikku informatsiooni ka merepõhjas avanevate Kvaternaari setete tüübi ja selle üldise paksuse kohta. Nimelt võis täheldada selle sagedusega signaali tungimist nii jääpaisjärvede kui ka pärastjääaegsetesse savikatesse setetesse. Liivakatelt pinnastelt, samuti moreenidelt, rääkimata kõvadest aluspõhjakivimitest peegeldus kogu seismiline energia merepõhjust tagasi.
2. Teine oluline informatsiooni allikas oli ligi 4 KHz sagedusega saatja, nn „muda läbistaja“ (*inglise k mud penetrator*), mida suurelt jaolt kasutati kõikidel mereekspeditsioonidel alates 1993. aastast paralleelselt õhukahuriga. Ennekõike on see sageduspiirkond mõeldud Kvaternaarsete setete detailse liigestuse uurimiseks. Kuid lisaks suurele detailsusele glatsiaalsete ja postglatsiaalsete setete siseehituse ja liigestuse kohta, võimaldas sellise sagedusvahemikuga seismiline andmestik vajadusel oluliselt täpsustada ka aluspõhja ning pureda settelise pealiskorra kontakti, aidates seega eraldada aluspõhjareljeefi pealispinda juhul, kui see 250-500 Hz sagedusega seismilistel profiilidel oli raskendatud.
  3. Antud töö seisukohalt oli olulisim kõige madalama sagedusega allika A PAR-600 tüüpi õhukahuri signaal (20-2000 Hz), mis läbis kogu pinnakatte ja tungis ka Paleosoilisse settekompleksi. Kuna sellise sagedusega profileerimine oli Eesti-Rootsi koostööprojekti eesmärkide seisukohast olulisim, on selliste profiilide poolt kaetud ala ulatuslikem ja seda tüüpi profiilid on aluseks ka käesoleva töö seismiliste profiilide alusvõrgustikule (Joonis 16). Mitmekesisema informatsiooni saamiseks, samaaegselt suurema lahutusvõime ja uurimissügavuse saavutamiseks filtreeriti õhukahuri signaali hiljem vastuvõtjas kahte sagedusvahemikku: 100-200 Hz ja 250-500 Hz. Neist teine, väiksema sagedusega vahemik, oli suures osas aluseks ka koostatud aluspõhjareljeefi mudelile. Piirkondades, kus Kvaternaari settekompleksi paksus oli väga suur ning 250-500 Hz signaali läbitavus ebapiisav, sai kohati aluspõhjareljeefi määramiseks kasutada esimest sagedusvahemikku.

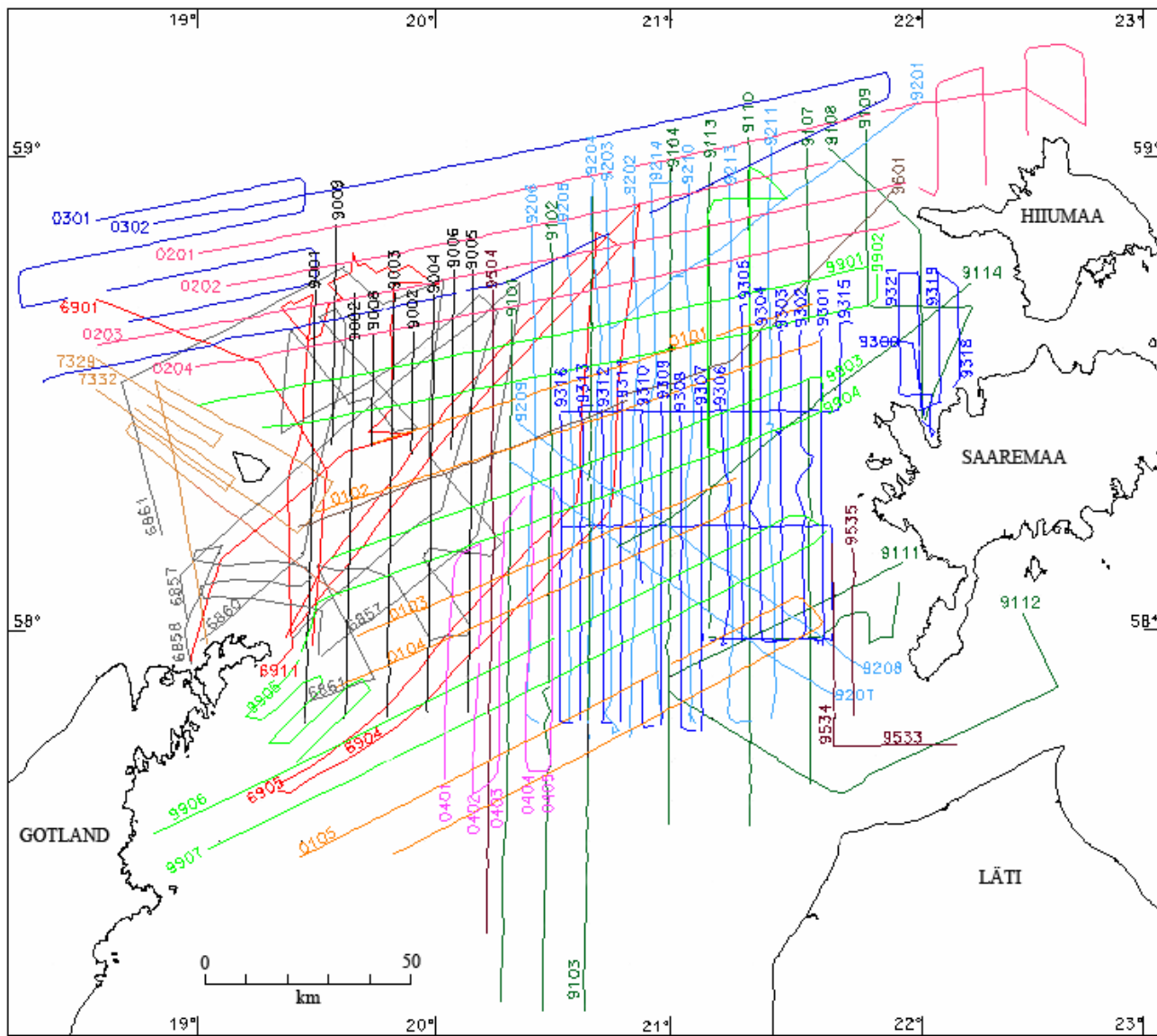
Tagasipeegelduvate seismiliste signaalide registreerimiseks moodustas suurte sageduste korral (kahel esimesel juhul) vastuvõtja saatjaga ühtse aparatuuri. Väiksemate sageduste puhul kasutati signaalide vastuvõtmiseks hüdrofoni, mis kujutab endast laeva järel veetavat 15-20 m pikkust ja 50 vastuvõtvat elementi sisaldavat voolikut. Kuni 1999 aastani oli kasutusel analoogmeetod, kus saadud ning hiljem interpreteeritav põhiinformatsioon kirjutati kohe paber kandjale. Alates 1999 aastast võeti kasutusele

Soome firma „Meridata“ poolt konstrueeritud aparatuur, mis salvestab seismilise andmestiku esmalt digitaalsel kujul. Signaali hilisem töötlemine ja interpreteerimine toimub juba aparatuurile lisatud spetsiaalse tarkvara paketi abil. Kuna aga viimast finantside puudumise tõttu ei suudetud muretseda, tuli meil salvestatud ning vastava tarkvara abil töödeldud signaal trükkida esmalt paber kandjale, mida edaspidi tuli interpreteerida ja digitaliseerida nii nagu seda tehti vanemate profiilide puhul.

### ***Algandmestik – seismoakustiliste profiilide võrk***

Käesoleva magistritöö originaaluurimuslik osa tugineb suures osas seismoakustilisele profiilide algandmestikule, mis on kogutud seismilise pidevsondeerimise abil erinevate Rootsi-Eesti ühisekspeditsioonide käigus Läänemerele aastavahemikel 1990-1996 ja 1999–2004 (Joonis 16). Tingituna erivanuseliste Paleosoikumi avamusribade ligikaudsest ida-läänesuunalisest orienteeritusest, toimus esimese etapi kestel valdavalt põhja-lõunasuunaline põhivõrgustiku väljaarendamine, mida teisel perioodil tihendati ala ühtlasemaks katmiseks enamuses kirde-edelasuunaliste profiilidega. Vanemat Stockholmi Ülikooli poolt kogutud seismilise profileerimise andmestikku kasutati üksnes väga piiratult uuritava ala loodenurgas, Fårö ja Gotska Sandöni saarte ümbruses, mida eelnimetatud Eesti-Rootsi ühisprojekt ei katnud.

Ala kattev põhja-lõunasuunaline seismiliste profiilide põhivõrgustik, mis koostati peamiselt Paleosoikumi settekompleksi seismostratigraafiliseks liigestamiseks, valmis 1990.-1992. aastate suviste mereekspeditsioonide käigus uurimislaeval „Strombus“, „Arnold Veimer“ ja „Professor Multanovskij“ (profiilid algusnumbriga 90-92). Hilisemate uurimistööde käigus lisandus põhivõrgustikule 1993. aasta suvel Saaremaast läände jääval akvatooriumialal uurimislaeval „Strombus“ teostatud põhja-lõunasuunaliste seismiliste profiilide võrgustik seal paiknevate Siluri riffstruktuuride uurimiseks (profiilid algusnumbriga 93). Lisaks rikkalikule geoloogilisele informatsioonile Paleosoikumi settekompleksi geoloogiast, andsid viimased profiilid käesoleva töö eesmärges silmas pidades eriti väärtuslikku informatsiooni ka Siluri klindi geoloogia ja morfoloogia kohta. Põhivõrgustikule lisati esimese etapi lõpuaastatel geoloogilise ehituse üldiseks ning mõningate struktuuride morfoloogia täpsustamiseks üksikuid profiile (9504, 9533, 9534, 9535 ja 9601).



Joonis 16. Seismiliste profiilide võrgustik.

Loetletud tööde tulemusena moodustus põhja-lõunasuunaline põhiprofiilide võrgustik, kus profiilide keskmiseks vahemaaks on 5 km. Kõige tihedama võrgustikuga (2,5 km vahemaaga) ala moodustus Siluri riffstruktuuride profileerimisel uuritava akvatooriumi kagunurgas, samas kui akvatooriumi edelanurgas, Gotlandist, Fåröst ja Gotska Sandönist vahetult idas jäi profiilide vahekauguseks 10 km.

Et saada lisainformatsiooni aluspõhj kivimite geoloogiast ja seismostratigraafiast ning elimineerida põhiprofiilide võrgustiku andmete ühesuunalisest orienteeritusest tulenevat tendentslikkust aluspõhjareljeefi kaardi ja kõrgusmudeli koostamiseks, täiendati osaliselt ka autori osalusel esimesel etapil kogutud andmestikku 1999. ning 2001.-2004. aastatel peamiselt kirde-edelasuunaliste profiilidega. 1999. ja 2001. aasta profiilid olid olulised Siluri klindi ning seda ümbritsevate alade geoloogia ja morfoloogia detailiseerimiseks. 2002. ja 2003. aasta profiilid täpsustasid oluliselt uuritava ala põhjaosa aluspõhjareljeefi, eriti kristalliinsete kivimite avamust. Loetletud profileerimiste tulemustena kaeti kogu uuritav ala kirde-edela suunaliste profiilide võrgustikuga, kus profiilide vahemaa on 10 km. 2004. aasta suvel tehti täiendavalt viis profiili Siluri settekompleksi seismostratigraafiliseks korreleerimiseks, mis andsid ühtlasi olulist lisainformatsiooni Siluri klindi geoloogia ja –geomorfoloogia kohta.

### ***Seismiliste andmete interpreteerimine, digitaalne töötlemine ja esitlemine***

Seismiliste andmete interpreteerimise ja töötlemise võib tinglikult jagada nelja etappi:

1. Paber kandjale registreeritud seismilise signaali interpreteerimine – see etapp hõlmab Paleosoikumi settekompleksi aluspõhja pealispinna väljaeraldamise. Magistrandi poolt on töös kasutatud andmestikust interpreteeritud profiilid aastatest 1968, 1969, 1973, 1999 ja 2001-2004. Ülejäänud profiilide andmestik saadi juba valmis digitaalsel kujul (v.a. 1993, mis oli eelnevalt interpreteeritud, kuid tuli digitaliseerida) käesoleva töö juhendaja varasemast analoogselt uurimusest (Tuuling, 1998, Tuuling & Flodén, 2001).
2. Interpreteeritud andmete digitaalsesse vormi viimine mitmesuguseks geoloogiliseks andmetöötlemiseks ja illustreeriva materjali koostamiseks A0 formaadis digitaallaul, milleks kasutati spetsiaalset T. Flodéni (1981) poolt kirjutatud tarkvara DIGIMAP ja DIGIPROFILE.
3. Digitaal andmestiku põhjal erinevate tarkvarapakettide abil geoloogiliste läbilõigete, aluspõhjareljeefi kaartide ning kõrgusmudelite koostamine arvutil. Interpreteeritud ja digitaalsesse vormi viidud andmestiku põhjal kasutati

geoloogiliste profiilide ning pankade läbilõigete joonistamiseks tarkvarapaketti „MicroStation 95“ ja „MicroStation V8“. Piirkonna aluspõhja reljeefi kaartide ja kõrgusmudelite koostamiseks ja detailseks uurimiseks kasutati tarkvarapaketti „Surfer 8“. Ülejäänud kaartide loomiseks kasutati programme „AutoCad“, „MicroStation 95“, „MicroStation V8“, „Adobe Photoshop 7.0“, „CorelDraw 11“ ning „MapInfo 7.5“.

4. Uuritava ala aluspõhjareljeefi ja Siluri klindi kompleksi morfoloogia uurimine, selle analüüs ja kirjeldamine, tuginedes eelneva etapi kestel saadud läbilõigetele, kaartidele ja plokkdiagrammidele. Reljeefi regionaalsete iseärasuste ja tendentside uurimine, klindikompleksi morfoloogia, astangute ja terrasside arvukus ja parameetrite väljaselgitamine – laiuste, kõrguste, kaldenurkade mõõtmine. Samuti klindi kompleksi morfoloogia ja aluspõhja geoloogilise läbilõike omavaheliste seoste ja sõltuvuse uurimine ning klindiastangu ja selle taguse morfoloogia seotus astangu säilivuse ehk selles olemas oleva geoloogilise läbilõikega.

## **9. Läänemerealune aluspõhjareljeef ja Saaremaa-Gotlandi klint, selle levik, morfoloogia ja geoloogia**

### ***Läänemerealune aluspõhjareljeef ja selle põhijooned***

Läänemere aluse aluspõhjareljeefi kirjeldusi leiab geoloogilisest kirjandusest vähe, kuna otsest andmestikku selle kohta lihtsalt napib. Esmased sellelaadsed kirjutised olid üldistuslikku laadi ning tuginesid eeldusele, et väikese, kohati pea et olematu Kvaternaari setete paksuse tõttu Läänemere põhjas peegeldab tänapäeva merepõhjareljeef suuresti ka aluspõhjareljeefi põhijooni (Svidorov et al., 1976). Kuna Kvaternaari setete keskmine paksus Läänemere põhjaosas on tunduvalt väiksem suurtest paksustest lõunaosas (Grigelis (toim), 1991), siis on eelpool toodud väide ka töös kirjeldatava ala suhtes palju vettpidavam. Seda sama kinnitavad ka selles töös allpool esitatud tänapäeva ja aluspõhjareljeefi kaardid ja kõrgusmudelid, mis põhiplaanis erinevad üksteisest vähe (Joonised 17, 18, 31 ja 32). Ehkki nii viimatimainitud töös kui ka eelmise sajandi üheksakümnendate aastate alul publitseeritud monograafiates „Eesti šelfi geoloogia“ (Lutt & Raukas (toim), 1993) ja „Soome lahe geoloogia“ (Raukas & Hyvärinen (toim), 1992) oli aluspõhjareljeefi andmete täpsustamisel siin-seal kasutatud ka seismilise



pidevsondeerimise andmestikku, jäi otseste aluspõhjareljeefi andmete kasutamine väga kaootiliseks.

Alles eelmise sajandi viimasel kümnendil Läänemere põhjaossa rajatud korrapärase seisimoakustiliste profiilide võrk võimaldas esmakordselt analüüsida merealust aluspõhjareljeefi lähtuvalt otsestest aluspõhjareljeefi andmetest (Tuuling, 1998; Tuuling & Flodén, 2001). Viimases töös kirjeldavad autorid Läänemerealuse aluspõhjareljeefi kuestalaadset morfostruktuuri – kergelt lõuna suunas kallutatud platoode vaheldumist neid eristavate astangute süsteemidega, sidudes selle regionaalse geoloogilis-tektoonilise tausta (homoklinaalse lasumuse) ning litoloogiliselt pehmete ning kõvade kivimkihtide vaheldumisega settekompleksis. Nii eristavad nad Läänemere põhjaosas kaks selget astangute süsteemi – Balti ehk Ordoviitsiumi klindi ja Siluri klindi kompleksi. Neist esimene lahutab Ordoviitsiumi platood Balti klindi eelsest Kambriumi ja kristalliinsete kivimite avamusest, teine aga Ordoviitsiumi platood Siluri platoost (Tuuling & Flodén, 2001).

Sellise põhja-lõuna suunalise kuestalaadse põhiplaani taustal tuleb uuritaval alal esmalt selgelt esile Eesti ja Rootsi rannikumere saarte (Saare- ja Hiiumaa; Gotska Sandön, Fårö ja Gotland) vaheliste aluspõhjareljeefi platoode pealispinna üldine loode-kagusuunaline madaldumine. See on selgelt tingitud kogu regioonis avalduvast ida-läänesuunalisest erosiooni ulatuse ning erosiooni poolt ära kantud kivimite hulga suurenemise tendentsist, mille ilmingud on väga selgelt jälgitavad juba Eesti maismaal (Tuuling, 1998; Tuuling & Flodén, 2001; Tuuling & Tilk, 2004). Mere all avaldub see lisaks aluspõhjareljeefi madaldumisele Rootsi rannikumere saarte Gotlandi, Fårö ja Gotska Sandöni suunas ka erivanuseliste Paleosoikumi kivimite avamusjoonte orientatsiooni selges muutuses ida-läänesuunalistest kirde-kagusuunalisteks, mille tõttu laieneb samas suunas selgelt ka kristalliinsete kivimite avamus Läänemere põhjaosas (Joonis 17). Lisaks eelpool nimetatud töödes mainitud faktidele võiks eelneva väite kinnituseks vaadelda veel ka kunagi kogu meie ala katnud Devoni kivimite tänapäevase avamusjoone kulgemist, mis justkui lehvikuna hakkab Venemaa loodeosast Narva lähedalt laienema edelasse. Kulgedes alul üle Peipsi järve põhja otsa, jätkudes Mustvee Pärnu joonel üle Eesti kagunurga ja levides edasi laieneva lehvikuna mere all üle Liivi lahe läbi Irbeni väina Läänemere keskossa, kust Devoni setete edasine edelasuunaline levik Permiaegse kerke ja hilisemate kulutusprotsesside tulemusena järsult ära lõigatakse (Grigelis et al., 1991). Teisalt avalduvad Läänemere keskosas Eesti ja Rootsi rannikusaarte vahel selgelt nii kirde-edelasuunalisi klindiastanguid kui ka platoosid ligikaudu põhja-lõunasuunalised

lõikavad orundid, mis ilmselgelt on kuestalaadsest põhiplaani moodustavatest reljeefielementidest nooremad, olles suuresti kujundatud üle Balti kilbi lõunanõlva liikunud Pleistotseeni aegsete mandriliustike eksaratsiooni tulemusena.

Allpool esitatud aluspõhjareljeefi kirjeldus tugineb suuresti I. Tuulingu ja T. Flodéni artiklis (Tuuling & Flodén, 2001) esitatud põhiseisukohtadele ja printsiipidele, analüüsides neid viimastel aastatel kogunenud uue rikkaliku andmestiku valguses. Sellesse töösse lisatud profiilide tulemusena on uuritav territoorium ühelt poolt laienenud kõikidesse suundadesse. Teisalt on aga paljude uute kirde-edelasuunaliste profiilide tulemusena tunduvalt suurenenud vana võrgustiku punktide tihedus ja seeläbi märgatavalt hajutatud ka varasemat andmestiku võrku kimbutanud selge andmete koondumine piki põhja-lõunasuunalisi profiile.

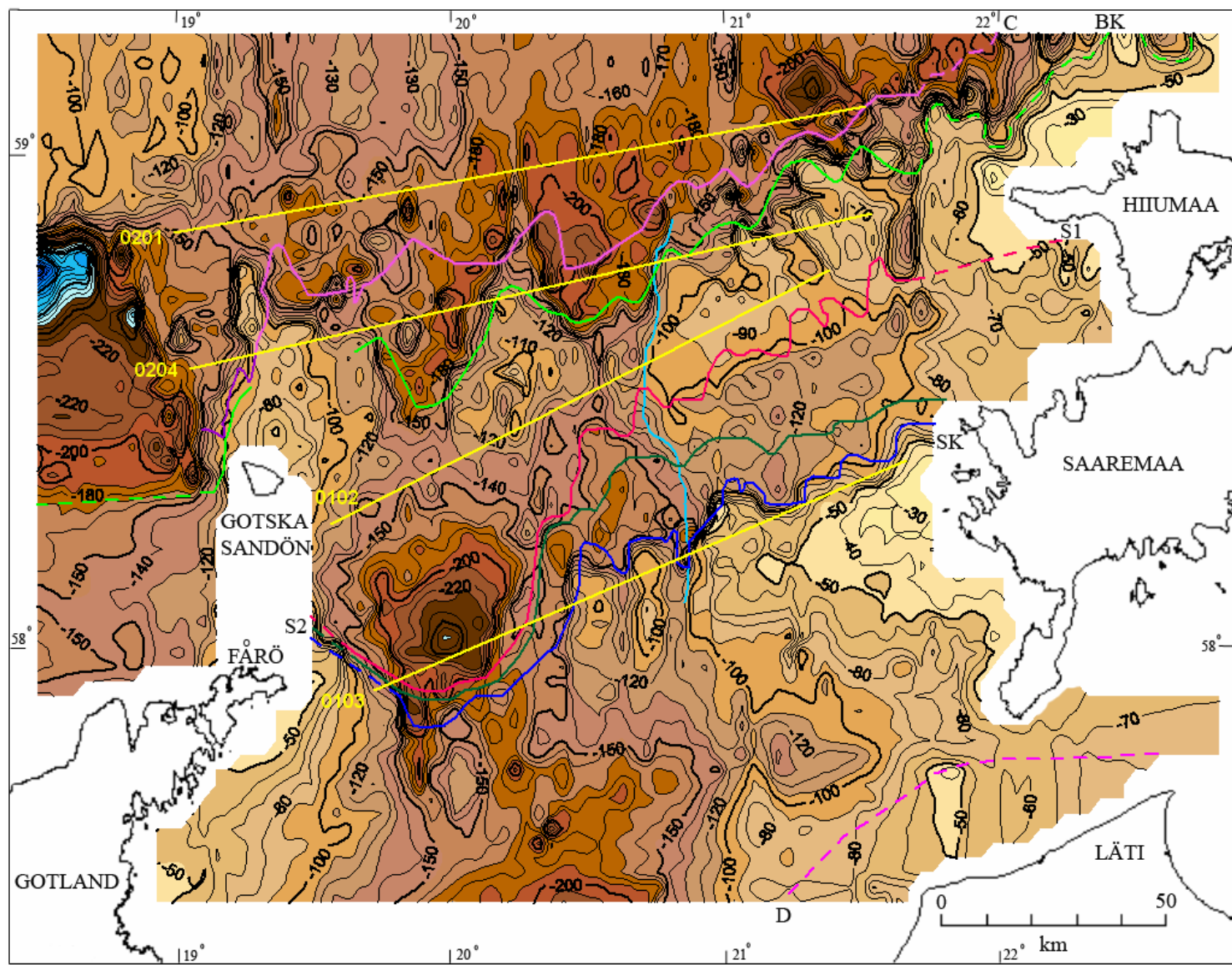
Nii allpool esitatud aluspõhjareljeefi üldkirjeldus kui ka üksikute struktuuride detailkirjeldused tuginevad tarkvarapaketi „Surfer 8“ abil koostatud piirkonna aluspõhjareljeefi kaardile (Joonis 17), kõrgusmodelile (Joonis 18) ja arvukatele geoloogilistele läbilõigetele (Joonised 19, 21, 23 ja 25-30).

### **Läänemerealuse aluspõhjareljeefi üldkirjeldus**

Uurimuses (Tuuling & Flodén, 2001) on lisaks uuritava ala aluspõhjareljeefi üldisele kirjeldusele ja liigestamisele detailsemalt käsitletud ka üksikuid markantsemaid kuestalaadset põhiplaani moodustavaid reljeefielemente nagu Balti klindi kompleks, Läänemere alune Ordoviitsiumi platoo ja Siluri klindi kompleks. Käesolevas töös on suurematele reljeefielementide morfoloogia kirjeldamisele lähenetud erivanuseliste ja erineva koostisega kivimite avamuste kirjeldamise kaudu. Lisaks veidike teistsugusele lähenemisenurgale on tänu lisaandmestikule täpsustunud ja laienenud märgatavalt ka kirjelduste aluseks olevad uuritava ala aluspõhjareljeefi kaart ja kõrgusmodel (Joonised 17 ja 18). Seetõttu on käesolevas töös täiendavalt käsitletud ka kristalliinsete kivimite avamust ja Siluri platoo aluspõhja reljeefi üldjooni ning kirjeldatud üksikuid lokaalseid silmapaistvamaid aluspõhjareljeefi vorme nagu Fårö ning Landsorti süvikud.

### **Kristalliinsete kivimite avamus**

Uuritava ala kaardilehe põhjaosas paljanduv kristalliinne aluskord moodustab selgelt idast läände avarduva siilu, mille laiuseks on Hiiumaast ning Gotlandist põhja poole vastavalt 3 ja 102 km (Joonis 17). Selline laienemine tuleneb selgelt Paleosoikumi

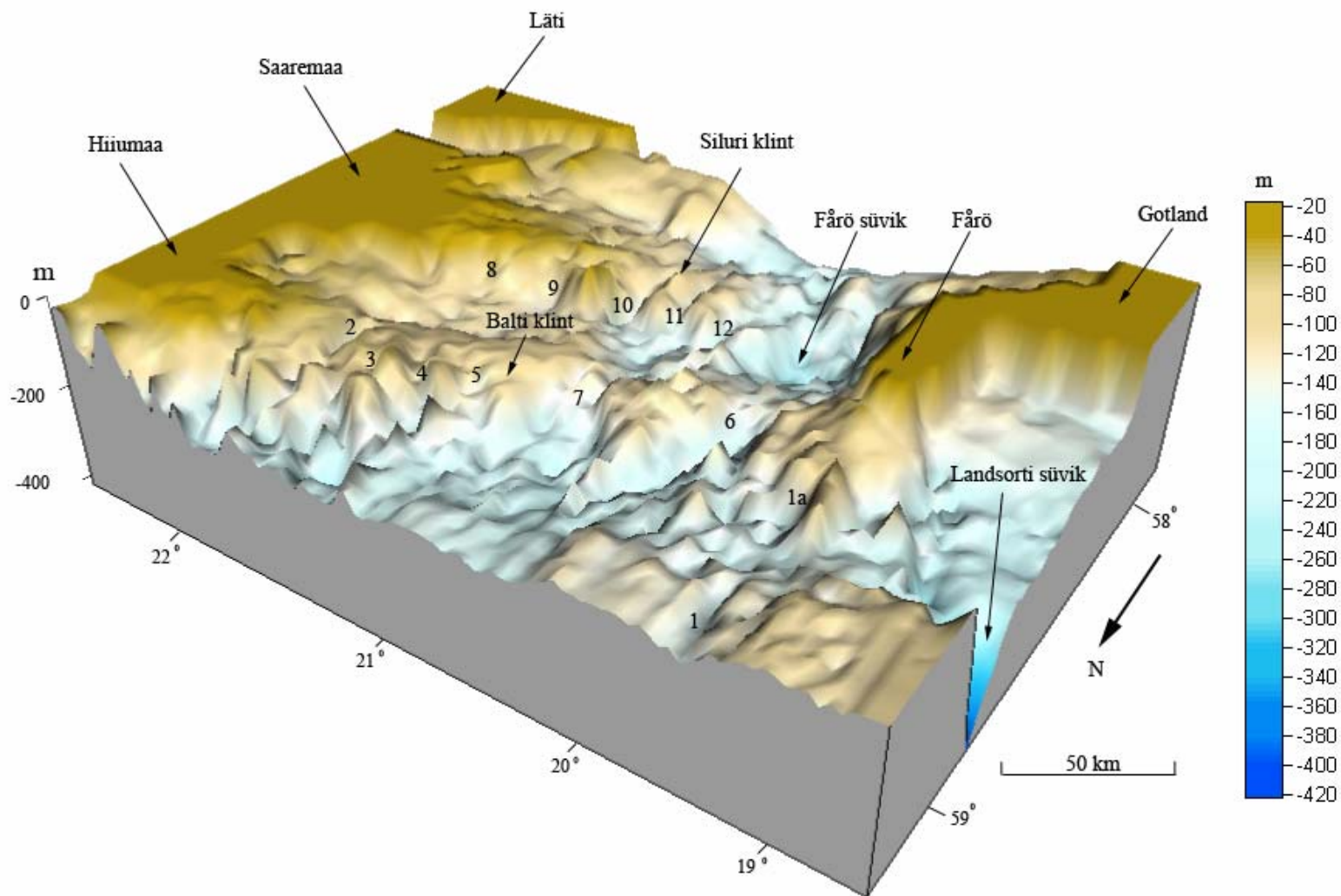


Joonis 17. Aluspõhjareljeefi kaart.  
 C – Kambriumi avamusjoon,  
 BK – Balti klint ,  
 S<sub>1</sub> – Siluri avamusjoon,  
 S<sub>2</sub> – Raikküla ja Adavere lademete piir,  
 SK – Siluri klint,  
 D – Devoni avamusjoon  
 Katkendjoontega on märgitud oletuslikud piirid.  
 Helesinine joon – piir tugevalt erodeeritud lääne- ja vähem erodeeritud idaosa vahel.  
 0201-0103 – seismiliste profiilide asukohad, vt joonised 19, 21, 23 ja 25.

kivimite avamuskontakti pidevast nihkumisest lõuna poole, tõestades ilmekalt eelpool mainitud erosiooni intensiivsuse ning ärakantava Paleosoilise settekompleksi hulga suurenemist samas suunas. Nii nagu laialdastel aladel Ida-Euroopa platvormil, on ka uuritava ala kristalliinse aluskorra pealispinna reljeefi põhijooned välja kujundatud hilis-Eelkambriumi pikaageste ning laialdaste kulutusprotsesside tagajärjel. Nende tulemusena kujunes kogu regioonis välja ulatuslik kulutustasandik ehk niinimetatud Eelkambriumi penepleen (Flodén, 1980), mis oma originaalsel kujul on suuresti säilinud Paleosoikumi settekompleksi kaitsva katte all. Kuid paljudes kohtades, nagu näiteks Rootsi rannikul Västerviki ja Visby joonel (Flodén, 1980) ja Soome lahes (Tavast & Amantov, 1992) on täheldatud, et merealuse kristalliinsete kivimite avamuse reljeefi üldiseloom ja kallakus jätkuvad lõuna suunas Paleosoikumi kivimite all. Kuid detailides on reljeef kristalliinsete kivimite avamusel, mis on olnud avatud hilisematele kulutusprotsessidele, selgelt palju enam liigestunud kui Paleosoikumi settekorra alla jäävatel kivimitel (Joonis 19).

Merealust kristalliinsete kivimite avamuse reljeefi on eelnevalt kirjeldatud mitmete autorite poolt. Stockholmi Skäärrannikust lõunasse on seda detailides käsitlenud E. Fromm (1943), Läänemere keskosas T. Flodén (1980) ja Soome lahes A. Amantov jt (1988). Kahest esimesest tööst selgub, et kristalliinsete kivimite avamuse aluskorra pealispinna reljeef sõltub väga palju tektoonilisest taustast, kivimite lõhelisusest ja paljanduvate kivimite tüüpidest. Nii ühel kui ka teisel juhul on hilisemate kulutuslikeksaratsiooniliste protsesside tagajärjel piki nõrgenenud tsoone sageli tekkinud sügavad erosioonilised orundid. A. Amantovi jt (1988) töös on aga aluskorra pealispinna hambulise iseloomu ja suure liigestatuse tõttu sellise reljeefiga piirkonda tabavalt nimetatud ka sammasjas tasandikulise reljeefiga alaks (*vene k. цокольная равнина*).

Uuritava ala Balti klindi ette jäävat lõiku võibki aluspõhjareljeefi seisukohast tinglikult vaadata Soome lahe pikendusena, kus jätkub nii reljeefi üldine madaldumine loode suunas kui ka selge aluspõhjareljeefi põhja-lõunasuunaline langus Balti klindi kompleksi suunas (Joonised 17 ja 18). Aluspõhjareljeefi keskmine kõrgus kristalliinsete kivimite avamusel jääb kaardilehe idaosas ja klindiesisel alal valdavalt -150 ja -200 m vahemikku, langedes vahetult klindi ees paiknevatel üksikutes isoleeritud süvendites alla -200 m (Joonis 17). Erandiks on ala lääneosa, kus kaardilehe loodenurka jääb selgelt Rootsi ranniku suunas tõusva aluskorra reljeefiga piirkond, kus kõrgused ulatuvad alla -100 m. Sellest vahetult lõunasse jääb aga üks kõige kontrastseim aluspõhjareljeefiline negatiivne reljeefivorm Läänemeres üldse, Landsorti süvik, milles aluskorra pealispinna reljeef langeb järsult alla -400 m (Joonised 17 ja 20).



Joonis 18. Aluspõhjareljeefi kõrgusmudel. Numbrid 1-12 tähistavad tekstis toodud aluspõhjareljeefi vorme.

Vaadates uuritava alal kristalliinsete kivimite avamuse üleminekut Paleosoikumi settekompleksi alla (Tuuling et al., 1995; Tuuling & Flodén, 2001; Troon, 2001), siis näeme, et see võib ühtedel juhtudel olla küllaltki sujuv (Joonis 2, Tuuling et al., 1995) nii nagu seda on varem erinevates kohtades kirjeldanud T. Flodén (1980) ja A. Amantov jt (1988). Mõningatel juhtudel on aga Eelkambriumi ja Kambriumi kivimite kontaktil kristalliinsetes aluskorras kujunenud väike astang (vt Joonis 13, Tuuling & Flodén, 2001; Joonised 10 ja 11, Troon, 2001). Kuid mõlemal juhul on selgelt märgatav kristalliinsete kivimite pealispinna suurem hambulisus nende avamusel, kuna see on olnud avatud hilisematele kulutusprotsessidele. Selline väike või olematu keskmise kõrguse erinevus kallakusnurga ning reljeefi üldiseloomu säilimine kristalliinsete kivimite avamusel võrreldes samade näitajatega Paleosoikumi settekompleksi all, annab tunnistust sellest, et hilisem kulutus- ja liustikulis-ekstaratsiooniliste protsesside energia on vahetult klindieelsel alal suuresti rakendunud selle piirkonna vabastamisele platvormsest settekompleksist ja kristalliinikumi pealispinda on kulutatud väga vähe. Ehk siis – merealusel klindieelsel alal on suuresti säilinud Eelkambriumi tasandatud penepleeni põhijooned, mis tulevad ilmekalt esile ka uuritava ala loodenurgas (Joonised 17 ja 18).

Sellest lähtuvalt kujutavadki kristalliinikumi avamusel säilinud isoleeritud tasandikulisemad alad endast suuresti kunagise eelkambrilise kulutustasandiku jäänukeid, mis on üksteisest eraldatud hiljem moodustunud arvukate kitsamate orundite ja laiemale nõgudega. Kokkuvõttes loob see aga üldpildi paljudest üksteisest isoleeritud kõrgendikest ja seljandikest, mis annabki kogu piirkonnale eelpool kirjeldatud hambulise või siis sammasjas tasandikulise ilme (Joonised 18 ja 19).

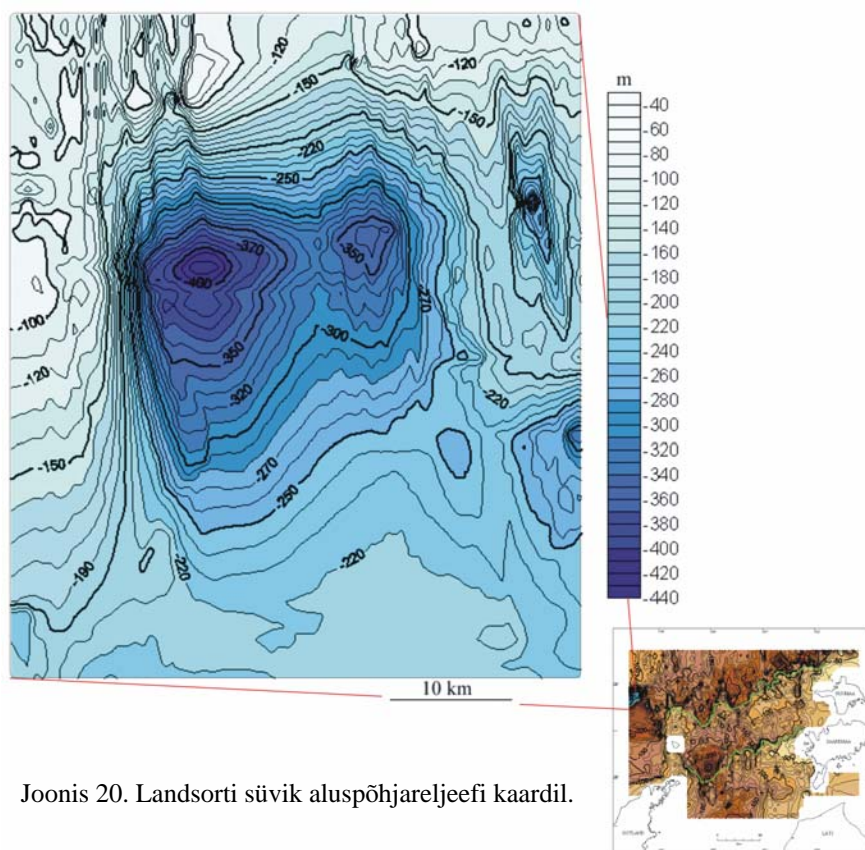
Uuritava ala kõrgusmudeli loodenurgas ja aluspõhjareljeefi kaardil tuleb kristalliinse aluskorra suhteliselt tasase reljeefi foonil kohati esile selge põhja-lõuna suunas välja venitatud vaondite ja kõrgendike vaheldumine (Joonised 17 ja 18). Kõrgendike suhteline kõrgus kõigub 20-40 m, nende pikkus on 30-40 km ning laius 10-38 km. Kõrgendike vahele jäävate orundite läbimõõt varieerub 6-13 km piires ning nende sügavus küünib 20-40 meetrini. Kõige ilmekam sellelaadne orund, mille pikkuseks on ligikaudu 26 km ja suhteliseks sügavuseks enam kui 30 m, paikneb Gotska Sandönist vahetult põhjas (Joonis 18, number 1). Kuid kõrgusmudelil on selgelt näha, et nii viimatimainitud orundi puhul kui ka mõningatel teistel juhtudel koonduvad sarnased submeridionaalse orientatsiooniga vaondid sageli selgelt ühele joonele. Nii jätkub sama orund sisuliselt 10 km kaugemal lõunapool u 35 km pikkuse ja 50 m sügavuse orundina (Joonis 18, number 1a). See võib viidata tektoonilise päritoluga murrangutsoonidele, kus kivimid on tugeva lõhelisuse ja



Joonis 19. Seismiline profiil 0201 kristalliinsete kivimite avamusel. Profiili asukoht vt joonis 17. Q – Kvaternaar.

purustatuse tõttu olnud kergesti erodeeritavad. Sellist tüüpi orundeid on uuritava ala naabruses läänes kirjeldanud nii E. Fromm (1943) kui ka T. Flodén (1980).

Uuritava ala kagunurka, Gotska Sandöni saarest 55 km kaugusele loodesse, jääb nii kristalliinikumi kivimite avamusele kui ka kogu Läänemere jaoks üldse üks omapärasemaid struktuure, Landsorti süvik (Joonised 18, 20). Süviku morfoloogiat ja geoloogiat on käsitletud eelnevalt mitmetes artiklites (Fromm, 1943; Flodén & Brännström, 1965; Flodén, 1980). Tuginedes seismilistele andmetele ja analoogsetele struktuuridele Botnia lahes oletatakse viimases töös, et tegelikkuses paljanduvad süviku põhjas hoopiski Eelkambrilised Jotniumi kivimid. Kuid erinevalt teistest selle piirkonna aluspõhja pinnavormidest on Landsorti süviku kui struktuuri tekkel suur osa selle tektoonilisel päritolul. Siin on selgelt toimunud maakooreplokkide laskumine ja seega ka reljeefi madaldumine piki murranguid, mis selles regioonis erinevatel geoloogilistel arenguetappidel venituspinge tulemusel kuhjusid (Flodén, 1980; Tuuling, 1998). Kuid on tõenäoline, et liustike eksaratsiooni ulatust selles alangulaadses struktuuris soodustasid ka siin kristalliinsete kivimiplokkide vahel paiknevat süvikut täitnud pehmemad settekivimid.



Joonis 20. Landsorti süvik aluspõhjareljeefi kaardil.



Aluspõhjareljeefi kaardil tuleb esile süviku rombiline kuju, mille pikema, kirde-edelasuunalise telje, pikkuseks on u 45 km ja lühema, kagu-loodesuunalise telje, pikkuseks u 30 km (Joonis 20). Landsorti süvikust põhjas, läänes, lõunas ja idas jäävad aluskorra pealispinna reljeefi sügavused vastavalt -100 m, -150 m, -250 m ja -200 m piiresse. Kuna Landsorti süviku lääne, põhja ja idaserva piiritlevad tektoonilised murrangud (Flodén, 1980), on neist suundadest reljeefi langus süviku keskmesse tunduvalt järsem kui lõunaservast. Eriti markantne on langus lääneservas, kus süviku sein langeb vertikaalselt ligi 200 m. Süviku keskosas eristuvad kaks üksteisest kõrgendikuga isoleeritud kontsentrilist süviku keset. Lääne- ja idapoolses süviku keskmes langeb reljeefi sügavus vastavalt -420 m ja -360 m, samas kui neid eristaval kõrgendikul on see umbes -320 m. Landsorti süvikust vahetult itta jääb veel üks kitsas u 21 km pikk ja 6 km lai põhja-lõuna suunas välja venitatud nõgu, mille keskmes langeb aluspõhjareljeef järsult, -200 m tasemelt nõo servas, allapoole -300 m.

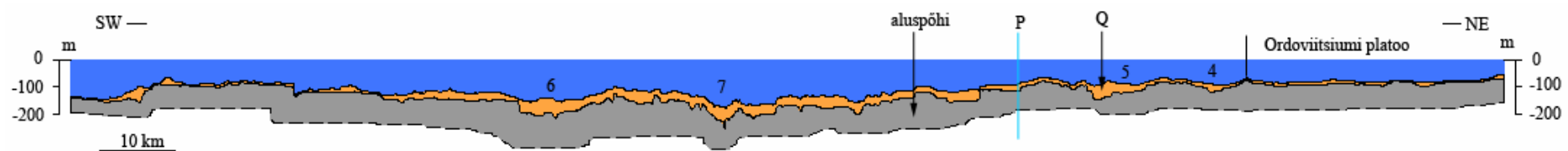
### **Kambriumi avamus**

Uuritaval alal lasuvad Proterozoikumi vanusega kristalliinsetel kivimitel Alam-Kambriumi terrigeensed kivimid (Tuuling et al., 1997), mille kontakt merealuses aluspõhjareljeefis on enamasti jälgitav selge astanguna (Troon, 2001). Kambriumi avamuse laius Läänemere selles osas jääb enamasti 3-10 km piiresse, välja arvatud laialdane eksaratsiooniline ala vahetult Gotska Sandönist kirdesse, kus see ulatub üle 30 km (Tuuling et al., 1997). Väikesest laiuusest tingituna ei ole Läänemere keskosas otstarbekas rääkida ka Kambriumi platoost sellises kontekstis nagu seda on tehtud Soome lahes, kus Kambriumi ja Vendi kivimid avanevad ligi 50 km laiusel alal (Tavast & Amantov, 1992). Pealegi meenutab seegi napp Kambriumi kivimite avamus Läänemere keskosas väga vähe platood kui pinnavormi.

Kuna paljudel seismilistel profiilidel tuleb Kambriumi avamuse piires esile selge astmeline reljeefi tõus Balti klindi ja Ordoviitsiumi platoo suunas, siis on eelnevates töödes (Tuuling & Flodén, 2001; Troon, 2001) seda ala käsitletud osana Balti klindi kompleksist. Kuid nagu kõrgusmudel näitab, on üldisemas plaanis Kambriumi avamusel raske näha selget regulaarset astangute ja terrasside süsteemi (Joonis 18). Pigem torkab Kambriumi avamus ning selle kontakt Ordoviitsiumi platooga silma kui üks kõige liigestatuma aluspõhjareljeefiga piirkond Läänemeres üldse. Eriti ilmekalt tuleb see esile uuritava ala kirdenurgas, kus erosiooniprotsesside poolt on Kambriumi ja Ordoviitsiumi kivimitesse lõikunud arvukad orundid (Joonis 19). Aluspõhjareljeefi kaardilt ja

kõrgusmudelilt tuleb selgelt esile üks ulatuslik põhja-lõuna suunaline org 20 km Kõpu poolsaarest otse läände ja sellest omakorda edasi kolm Balti klinti lõikuvat loodekagusuunalist orundit (Joonised 17, 18 (numbrid 2, 3, 4, 5) ja 21). Esimene, Hiiumaast 20 km kaugusel asuv org, on u 19 km pikkune ja 7 km laiune ja selle põhi, mis on piiritletud -140 m kõrgusjoontega asub ümbritsevast alast ligi 40 m madalamal (Joonis 18, number 2). Teine org on u 10 km pikkune ja u 7 km laiune, selle põhi on piiritletud -150 m kõrgusjoontega ning see asub ümbritsevast alast 50 m madalamal (Joonis 18, number 3). Kolmas ja neljas org on vastavalt ligikaudu 15 ja 12 km pikkused ning 16 ja 14 km laiused, need asuvad ümbritsevast alast 50 m madalamal (Joonised 18 ja 21, numbrid 4 ja 5). Selle tulemusena on seal kujunenud üksikutest koonusja kujuga klindiesistest jäänuksaartest koosnev ala (suhtelise kõrgusega kuni 30 m). Samasuguseid üksikuid selgeid jäänukkõrgendikke (suhtelise kõrgusega 40 m) on Kambriumi kivimitesse kujunenud ka uuritava ala lääneosas Gotska Sandönist vahetult põhjas ja kirdes (Joonised 17 ja 18).

Ala lääneosas kujundavad kogu piirkonna aluspõhjareljeefi põhiliselt kaks ulatuslikku eksaratsioonilist orundit, millelaadseid maismaavorme A. Tammekann (1940) tabavalt klindi lahtedeks nimetas. Need orundid ei tule esile mitte ainult Kambriumi kivimite avamusel, vaid on tunginud ka palju kaugemale lõunasse, sügavale Ordoviitsiumi ja Siluri platoodesse. Esimene sellelaadne klindi laht asub Gotska Sandönist 30 km kaugusel kirdes. Selle lahe laius Kambriumi avamusel on ligikaudu 30 km ning sügavus üle 80 m (Joonised 18 ja 21, number 6). Teine laht on Gotska Sandönist ligikaudu 70 km kaugusel ning selle lahe laius on maksimaalselt ligikaudu 28 km ning sügavus samuti 80 m (Joonised 18 ja 21, number 7). Liustikulis-eksaratsiooniliste kui klindiasanguid nivelleerivate protsesside ulatus on olnud väga suur eriti Gotska Sandöni poolses orundis. Selle tulemusena on aluspõhjareljeefi tõus kogu selle orundi piires alates kristalliinsete kivimite avamuselt üle paljanduvate Kambriumi kivimite Ordoviitsiumi platoole sujuv, ilma selgete astanguteta. Seetõttu ületab ka Kambriumi avamuse kogulaius siin (üle 30 km) märgatavalt selle väärtuse kogu ülejäänud avamusel (3-10 km). Veelgi enam, siitkaudu liikunud massiivsed liustikud on täielikult nivelleerinud ka Siluri klinti (vt pt Saaremaa-Gotlandi klint), mille esialgsele oletatavale kohale on moodustunud Fårö süvik. Kahte eksaratsioonilist orundit lahutab aga u 15 km pikkuselt ette ulatuv 50 m kõrgune neemik. Sarnane neemik palistab Gotska Sandöni poolset orundit ka läänest, mis on ühtlasi justkui ka Gotska Sandöni saare põhjapoolseks pikenduseks (Joonised 17, 18 ja 21). Sellest neemikust lääne poole toimub kiire aluspõhjareljeefi madaldumine Landsorti



Joonis 21. Seismiline profiil 0204 Balti klindi kompleksil. Profiili asukoht vt joonis 17. Q – Kvaternaar, P – tugevalt erodeeritud lääne- ja vähem erodeeritud idasosa vahel; 4, 5, 6 ja 7 – klindilahed, asukoht vt joonis 18.

süviku ja Admete basseini (Flodén, 1980) suunas (Joonis 17). Kuid selline järsk ja markantne aluspõhjareljeefi muutus Gotska Sandönist kirdesse on juba selgelt seotud siinset ala läbivate markantsete tektooniliste murrangutega (Flodén, 1980)

### **Ordoviitsiumi avamus – Balti klint ja Ordoviitsiumi platoo**

Kuna Balti klint kui pinnavorm on enamasti seotud selgelt väljakujunenud astanguga Ordoviitsiumi karbonaatsete ja Kambriumi/Ordoviitsiumi terrigeensete kivimite kontaktil, siis kaasneb sellega ka selge reljeefikõrguste muutus üleminekul astangu esiselt ehk Kambriumi kivimite avamuselt selle tagusele ehk Ordoviitsiumi kivimite avamusele. Seetõttu tuleb klindi ligikaudne asukoht selgelt esile aluspõhja reljeefi kaardil kui järsu reljeefimuutusega kitsas riba ja selge tõusuala on nähtav ka ala kõrgusmudelil, kuid klindiastangu täpne asukoht on määratletav üksnes seismilistel profiilidel (Joonis 16).

Läänemerealuse Balti klindi ja sellega kaasnevate kõrvalastangute ning terrasside (Balti klindi kompleksi) morfoloogiat on kirjeldatud üksikasjalikult I. Tuuling & T. Flodéni artiklis (2001) ja M. Trooni bakalaureusetöös (2001). Nagu aluspõhjareljeefi kaardilt ja kõrgusmudelilt ilmneb (Joonised 17 ja 18), on nii Balti klindi ja klinditaguste kui ka Ordoviitsiumi ja Siluri platoode morfoloogia väga varieeruv, sõltudes sellest, kas ja kui palju on klindi esmast morfoloogiat muutnud sellest hiljem üle liikunud Pleistotseeni liustikud.

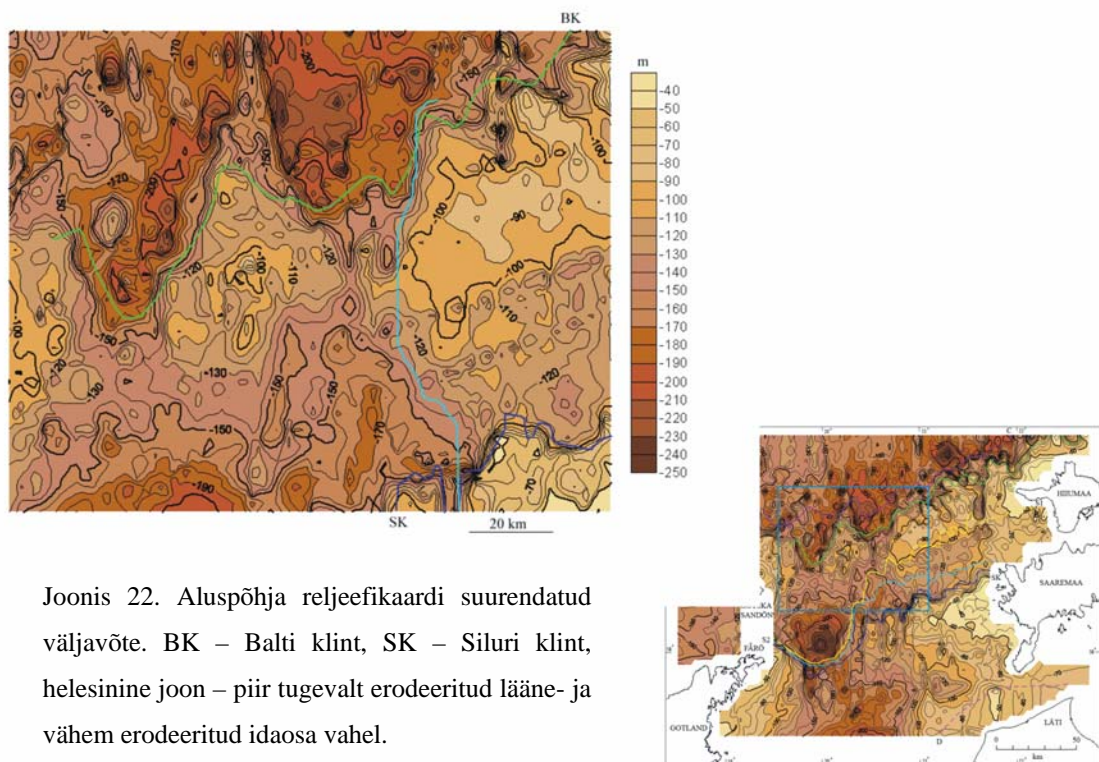
Liustikulis-eksaratsiooniliste protsessidest lähtuvalt tuleb selgelt esile kaks löiku, kus üleminekul Kambriumi kivimitelt Ordoviitsiumi kivimitele puudub selge klindi peaastang – profiilide 9109-9107 vahel vahetult Hiiumaast läände ning Fårö süviku piires profiilide 9006 ja 9001 vahemikus (Troon, 2001). Kuna Hiiumaapoolses lõigus pärinevad seismilise profileerimise andmed madalaveelisest alast, kus esineb ka paks Kvaternaari setete kompleks, siis on siin eksaratsiooni osakaalu hindamine kulutusprotsessidel raskendatud. Kuid kogu aluspõhjareljeefi üldkirjeldusest selgub üheselt, et Gotlandipoolses lõigus on eksaratsiooni ulatus Saaremaa ja Gotlandi vahelises lõigus kõige ulatuslikum.

Profiilide 9211 ja 9006 vahemikus on hilisemate liustikulis-eksaratsiooniliste protsesside osa tunduvalt väiksem ja selles klindilõigus on nii Balti klindi peaastang kui ka sellega kaasnevate kõrvalastangute ning terrasside süsteem kõige paremini säilinud. Klindi peaastangu suhteliseks kõrguseks on siin mitmel profiilil mõõdetud ligi 80 m (9211, 9104, 9203, Troon, 2001). Samas lõigus on mitmel juhul täheldatud ka väga selget astmelist reljeefi tõusu jätkumist Ordoviitsiumi kivimite avamusel (vt Joonis 12, Tuuling

& Flodén, 2001), enne kui Ordoviitsiumi avamus moodustab suhteliselt tasase, kergelt Siluri klindi suunas laskuva merealuse ala ehk Ordoviitsiumi platoo.

Ordoviitsiumi platoo eristub selgelt nii aluspõhja reljeefikaardil (Joonis 17) kui ka ala kõrgusmudelil (Joonis 18). Siin avanevad valdavalt kulutusele vastupidavamad kõvad Ordoviitsiumi lubjakivid, v.a. vahetult Siluri klindi ees, kus paljanduvad Siluri ladestu Llandovery savikad lubjakivid ja merglid. Platoo laius varieerub vahemikus 45-70 km, olles kitsam uuritava ala lääneosas, kus platoosse on lõikunud juba eespool mainitud kaks laia eksaratsioonilist orundit. Selliste orundite tõttu muutub reljeef piki platoo ja Kambriumi avamuse piiri väga liigestatuks, mida ilmekalt demonstreerib üle platoo põhjaosa, osaliselt läbi eksaratsiooniliste orundite ja üle neemikute, kulgev kirde-edelasuunaline profiil (Joonis 21). Teine kirde-edelasuunaline profiil (Joonis 23) 20-40 km kaugemalt lõunast demonstreerib aga ühtlast lauget reljeefi Ordoviitsiumi platoo lael.

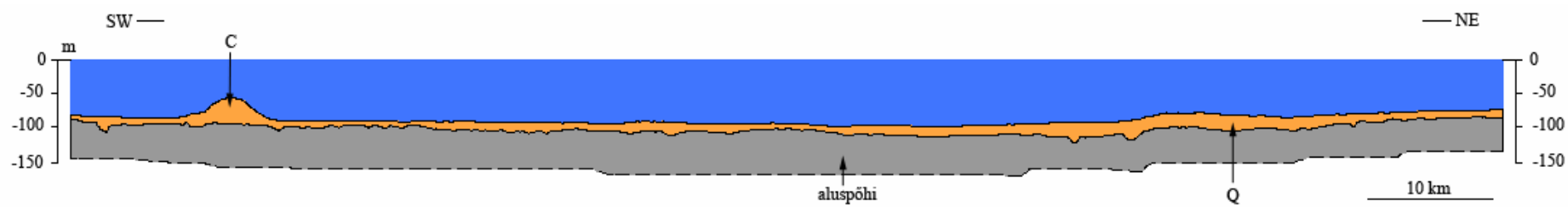
Nii mõlemal profiilil, nagu ka aluspõhjareljeefi kaardil ja ala kõrgusmudelil (Joonised 21, 23, 17 ja 18), ilmneb selgelt aluspõhjareljeefi langus Hiiumaast Gotlandi suunas. Nii on väikseimad absoluutsed kõrgused kaardil -20 m päris Hiiumaa ranniku lähedal ja suurimad kusagile -160 ja -170 m lähedusse Fårö süviku ümbruses (Joonis 17). Aluspõhjareljeefi kaardil (Joonis 17), veelgi selgemalt aga sellest tehtud suurendatud väljavõttest (Joonis 22), kõrgusmudelil (Joonis 18), ja läbilõigetel (Joonised 21 ja 25, punkt P) on märgatav selgelt platoo jagunemine sügavuste alusel kahte ossa – madalama reljeefiga ida poolsem ja sügavama reljeefiga lääne poolsem osa. Nende tinglikuks piiriks on järsem aluspõhjareljeefi kõrguste languste vöönd platoo keskosas, kus paarikümne kilomeetrise lõigul toimub ligi 50 m reljeefi langus (Joonis 22). Nii nagu see tuleb selgelt esile eelpoolmainitud joonistel, on selline vöönd ja üldine reljeefi sügavnemine lääne pool ilmselgelt seotud eelpool kirjeldatud eksaratsiooniliste orunditega, kust läbi liikunud liustikud on maha kulutanud ka märgataval hulgal kivimeid Ordoviitsiumi platoo laelt. Lääne suunas toimub Ordoviitsiumi platool reljeefi madaldumine sisuliselt Fårö ranniku vahetusse naabrusesse, lõppedes Fårö süviku järsul läänenõlval umbes 20 km kaugusel samanimelise saare rannikust. Seetõttu puudub Ordoviitsiumi platool, erinevalt lõunasse jäävast Siluri platoost, sisuliselt ka Gotlandipoolne laialdane madalama reljeefiga osa.



Joonis 22. Aluspõhja reljeefikaardi suurendatud väljavõte. BK – Balti klint, SK – Siluri klint, helesinine joon – piir tugevalt erodeeritud lääne- ja vähem erodeeritud idaosa vahel.

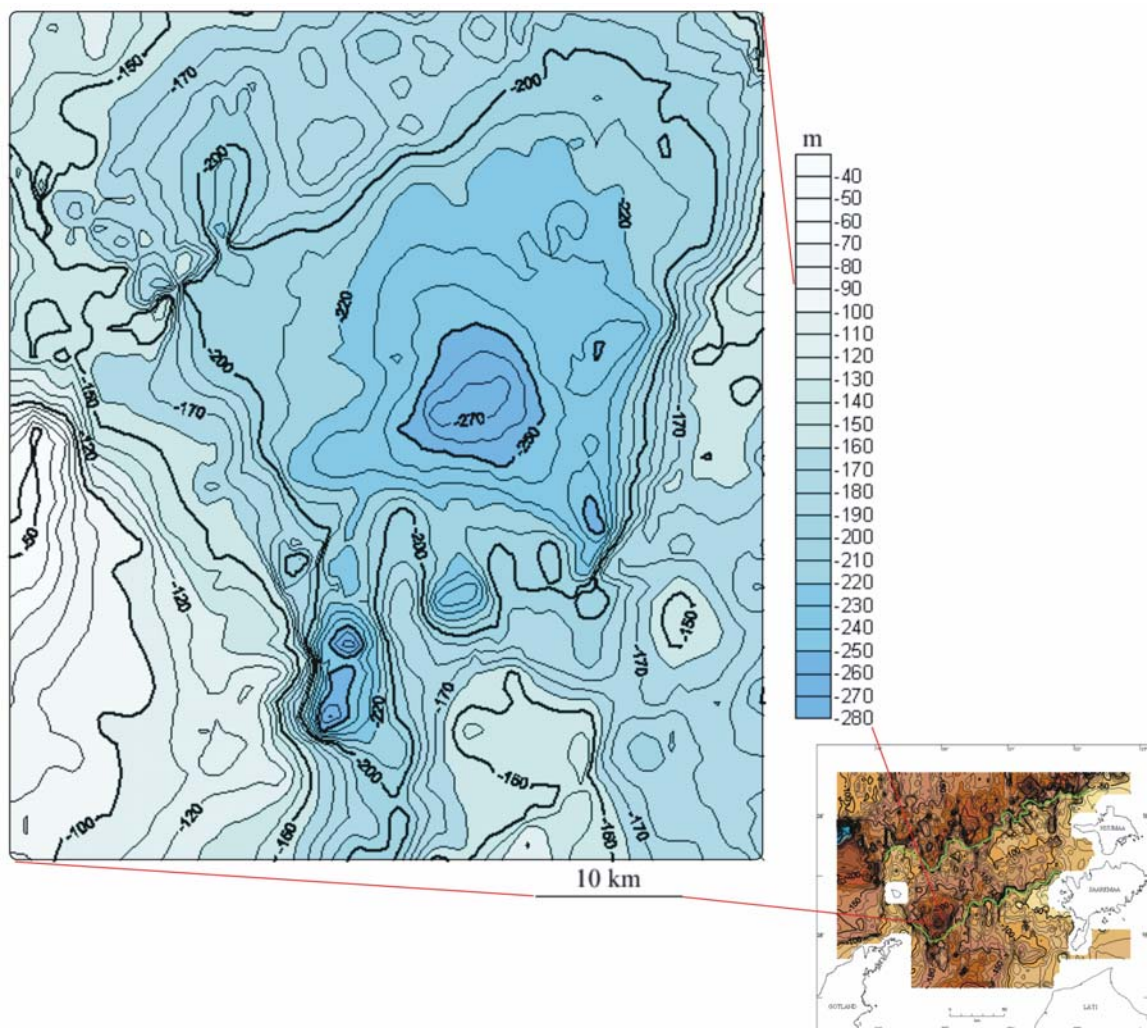
Kuid lisaks langusele Gotlandi suunas ilmneb aluspõhjareljeefi kaardil (Joonis 17), kõrgusmudelil (Joonis 18) ja arvukatel submeridionaalsetel profiilidel (Joonised 26-30) Ordoviitsiumi platool selge reljeefi langus Siluri klindi suunas, nii nagu see on omane kuestalaadsele reljeefile. Nii on platoo absoluutsed kõrgused Balti klindi vahetus läheduses Saaremaapoolses osas veidike alla -100 m ja Gotlandi läheduses -150 m ringis, samas on nii ühel kui teisel juhul vastavad väärtused Siluri klindi läheduses paarkümmend meetrit suuremad. Madalamas lääneosas jääb aga Ordoviitsiumi platoo pikendusele, Fårö saare vahetusse lähedusse, selgelt suletud kontuuridega ja ülejäänud platoost kontrastselt eristuv nõgu ehk Fårö süvik. Selle keskmes ületab aluspõhjareljeefi sügavus (-270 m) ümbritseva platoo sügavust ligi saja meetriga (Joonis 17).

Kergelt põhja-lõuna suunas välja venitatud ja põhjasuunas laieneva ning sopilise Fårö süviku kese asub samanimelisest saarest ligikaudu 30 km kaugusel idas (Joonis 24). Süviku laius põhja lõuna suunas on kuni 40 km, ida-lääne suunas ulatub aga maksimaalne läbimõõt 36 km. Süviku keskosa ulatub aluspõhjareljeefi maksimaalne sügavus -270 meetrini. Fårö süviku nõlvad on erineva kallakusega. Nagu aluspõhjareljeefi kaardilt ilmneb, on ida ja läänenõlv tunduvalt järsemad, neist viimane tuleb aga seda ületaval seisnilisel profiilil (Joonis 25) esile pea et vertikaalse astanguna. Põhja ja lõunanõlva



Joonis 23. Seismiline profiil 0102 üle Ordoviitsiumi platoo. Profiili asukoht vt joonis 17. Q – Kvaternaar, C – oletatav glatsiofluviaalne uhtekoonus, asukoht vt joonis 32.

kallakuseks aluspõhjareljeefi kaardi alusel on vastavalt 30 ja 11 minutit. Selline küllaltki järsunõlvaline kergelt kumeraks vormitud läänenõlv meenutab oma morfoloogialt tüüpilist liustikutekkelist ruhioru nõlva. Võib oletada, et sellise orundi tekkimist on soodustanud mitmete oluliste geoloogiliste faktorite kokkulangemine. Esiteks on süviku põhjast ära kantud kivimite näol peamiselt tegemist kergesti erodeeritavate Siluri Llandovery kompleksi pehmete savikate lubjakivide ja merglitega. Teiseks on liustikulis-eksaratsioonilist tegevust siin kindlasti soodustanud seda ala läbivad oletatavad joonelised rikkevööndid (Tuuling & Flodén, 2001). Ja kolmandaks on Fårö süvikust veidikene lõunasse jääva analoogilise nõo, Gotlandi süviku, tekkimisel oluliseks faktoriks peetud liustikukeele liikumiskiiruse äkilist suurenemist selle aluse maakoore diferentseeritud tektooniliste või glatsioisostaatiliste liikumiste tulemustena (Gelumbauskaité, 1995).



Joonis 24. Väljavõte Fårö süviku aluspõhjareljeefist.

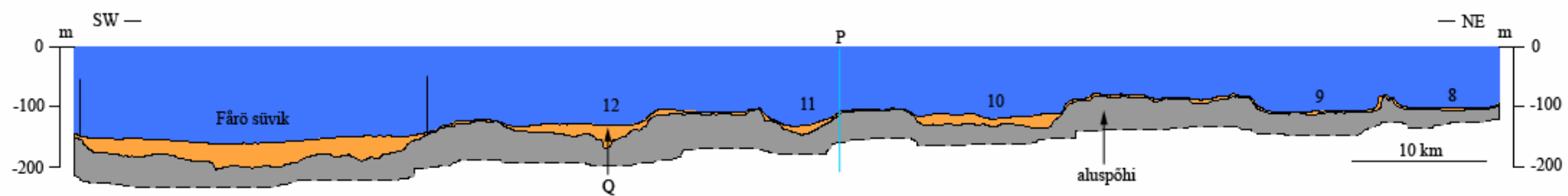


### **Siluri avamus ja Siluri platoo**

Siluri kivimite avamus algab juba Ordoviitsiumi platoo lõunaosast vahetult enne Siluri klinti, kusjuures klindi ees paljanduvate Siluri kivimite riba laius kitseneb selgelt Gotlandi suunas, kinnitades veelkord erosioonist ära kantud kivimmaterjali hulga suurenemist idast läände (Joonis 17). Ordoviitsiumi platoo lõunaosas on just piki Siluri settekivimite kompleksi allosas asuvat teravat litoloogilist kontakti kujunenud astangute ja terrasside süsteem ehk Siluri klindi kompleks. Lõuna suunas klindi taga läheb aga see tõusva reljeefiga klindikompleksi vöönd üle järgmiseks kuestaplatooks, mida seal paljanduvate kivimite vanuse järgi on nimetatud Siluri platooks (Tuuling & Flodén, 2001). Siluri klindi kompleksi morfoloogiat ja ehitust käsitletak detailsemalt omaette peatükis allpool.

Siluri platood lõunast piirav Devoni kivimite avamus on nähtav ainult aluspõhjareljeefi kaardi kagunurgas, mistõttu suuremal osal uuritavast alast on näha üksnes Siluri platoo põhjapoolsem osa. Üldplaanis tuleb Siluri platool väga selgelt esile reljeefi samakõrgusjoonte ligikaudne loode-kagusuunaline orienteeritus, mis viitab analoogselt Ordoviitsiumi platoole, kõrguse regulaarsele vähenemisele Saaremaa ranniku lähedalt Gotlandi suunas (Joonised 17, 18 ja 25). Nii on väikseimad aluspõhjareljeefi väärtused, -20 m Saaremaa ranniku lähedal, ja sügavamad väärtused, ligikaudu -200 m, on täheldatav läänepoolsema eksaratsioonilise orundi pikendusel vahetult Fårö süviku taga (Joonis 17). Niisamuti on Siluri platool nagu Ordoviitsiumigi platoo juures Läänemere keskosas selgelt märgata üleminekuline piir madalama idapoolsema ja sügavama läänepoolsema osa vahel (Joonis 25, punkt P), mis on ilmselgelt seotud lääneosast üle liikunud Pleistotseeni liustike eksaratsiooniga. Kuid erinevalt Ordoviitsiumi platoost, kus sealt üle liikunud liustike poolt tugevasti kulutatud ja madaldatud ala (Fårö süvik) ulatub Gotlandi ranniku vahetusse lähedusse (20 km), jääb eksaratsioonilise kulutusala kese Siluri platool Gotlandi rannikust ligi 80 km kaugusele. Seetõttu on Siluri platool selgelt välja kujunenud lääne suunas ühtlaselt madalduv Gotlandi rannikupoolne lõik.

Jälgides Siluri platoo põhjaserva morfoloogiat, mis on otseses sõltuvuses Siluri klindist ja selle ehitusest, ning võrreldes seda Ordoviitsiumi platoo põhjaserva vastavate näitajatega, ilmneb selgelt selle väiksem liigestatus. Klindiasangusse lõikuvate orundite arvukus, sügavus ja ulatus on tunduvalt vähenenud, mis viitab justkui selgelt lõunasse liikunud liustike energia raugemisest, ehk siis suur ja võimas Balti klindi astang lihtsalt säästis lõuna poole jäävaid reljeefivorme liustiku kulutusliku tegevuse eest. Sellele vaatamata on Siluri klinti lõikuvate arvukate väiksemate orundite tõttu platoo põhjapiir selgelt looklev kogu klindiasangu ulatuses (Joonis 17, 18 ja 25), ehk siis on A.



Joonis 25. Seismiline profiil 0103 üle Siluri klindi. Profiili asukoht vt joonis 17. Q – Kvaternaar; P – piir tugevalt erodeeritud lääne- ja vähem erodeeritud idaosa vahel; 8, 9, 10, 11, 12 – Siluri klindi lahed, asukoht vt joonis 18.

Tammekannu mõistes (1940) välja kujunenud terviklik klindilahtede ja -neemikute süsteem. Aga nii Siluri klinti lõikunud orundite pikkus kui ka laius neemikute tippude vahel jääb enamasti alla 25 km. Just liustike eksaratsiooni tulemusena on vahetult Siluri klindi taga tekkinud ka sügavama aluspõhjareljeefiga lääne poolses osas, Saaremaast 60-70 km läänes, kaks lähestikku paiknevat ja põhja-lõuna suunas väljavenitatud jäänukkõrgendikku (orundite 10 ja 12 vahel, joonised 18 ja 25). Esimene, mis tõuseb ümbritsevast alast 30 m kõrgemale, on u 30 km pikkune ning maksimaalselt u 10 km laiune, teise pikkuseks on u 15 km ja maksimaalseks laiuseks ligikaudu 10 km ning see kerkib umbes 20 m ümbritsevast reljeefist kõrgemale (Joonised 18 ja 25).

### *Saaremaa-Gotlandi klint*

#### **Siluri settekompleksi seisustratigraafiline liigestus**

Kuestatüüpi reljeefi kujunemisel on lisaks struktuurgeoloogilisele taustale oluline roll ka geoloogilisel läbilõikel, ennekõike litoloogiliselt teravate kontaktpindade olemasolu neis. Nii Eesti maismaal kui ka merealustes läbilõigetel on Balti ja Siluri klindiaastangute puhul lisaks peaastangule täheldatud arvukate kõrvalastangute esinemist nii peaastangu ees kui ka taga, mis enamasti järgivaid samuti selgeid litoloogilisi kontaktpindu (Suuroja, 2005; Tuuling & Flodén, 2001; Troon, 2001; Tilk, 2003). Litoloogiliselt kontrastsed kontaktpinnad tulevad aga selgelt esile ennekõike seismitel profiilidel, aidates üheltpoolt korreleerida maismaa ja merealuseid settekomplekse, teisalt aga kirjeldada ja jälgida klindiaastangute morfoloogiat erinevate lõikude piires. Seetõttu on merealuse Siluri klindi kirjeldamisel oluline teada ka settekompleksi, millesse klint ja kõrvalastangud on moodustunud, tausta ning liigestust.

Nagu näitavad varasemad uurimused (Tuuling & Flodén, 2001; Tilk, 2003) on Siluri klindi kompleksi geoloogia ja morfoloogia kirjeldamise seisukohast oluline roll Siluri läbilõikel alates selle piirikihtidest all-lamava Ordoviitsiumi ladestuga kuni klindi ülaserava moodustava Jaagarahu lademe Vilsandi kihtideni (Högklindi kihid Gotlandil). Selle läbilõike alumise otsa, ehk Ordoviitsiumi Siluri piirikihtide põhilisi seisustratigraafilisi markereid, mis avanevad klindi ees või jalami piirkonnas, on detailsemalt käsitletud mitmetes artiklites (Flodén et al., 1994; Tuuling et al., 1995; Tuuling & Flodén, 2006, trükis). Läbilõike ülejäänud osa, ehk klindi seinas paljanduvaid Llandovery savika kompleksi reflektoreid, on aga seni põgusalt käsitletud üksnes konverentsi teesmaterjalides (Tuuling & Flodén, 2004; Tuuling & Flodén, 2006, trükis). Kuid nii nagu ka töö sissejuhatavas osas juba mainitud, on merealuseid Siluri klindi

kompleksi kihte võimalik korreleerida üksnes Saaremaa läbilõikega, kuna Gotlandilt vastavad andmed lihtsalt puuduvad. Lisaks näitavad Siluri klindi kompleksi tasemed lateraalses plaanis üles suurt muutlikkust nii litoloogia kui ka paksuste osas, mistõttu nende järgimine ja kõrvutamine seismilistel profiilidel on väga vaevaline. Ses osas on mõningat selgust toonud viimastel aastatel risti üle Läänemere tehtud kirdeedelasuunalised profiilid, millel on jälgitav mõningate reflektorite pidevust Saaremaa rannikust Gotlandi rannikuni ning Llandovery läbilõike alumise osa kihtide väljakiildumist ja ülemise osa kihtide paksenemist samas suunas (Tuuling & Flodén, 2006, trükis).

Seismilistel profiilidel võib selgemat ülemere korrelatsiooni täheldada üksnes laiaulatuslike regionaalsete settelünkade tasemetel, s.t. Ordoviitsiumi-Siluri ladestute ning Raikküla-Adavere lademete piiride puhul (Tuuling & Flodén 2006, trükis). Suuremal või vähemal määral on ülemere jälgitav ka klindi ülaserva palistava puhtama lubjakivikompleksi, ehk Jaagarahu lademe Vilsandi kihtide alumine ja ülemine piir, ehkki arvestades viimaseid paleontoloogilisi andmeid (Jeppsson et al., 1994) ei ole ajalises mõttes need piirid üks üheselt kõrvutatavad klindi ülaserva moodustava Högklindi kihtidega Gotlandil. Veel tuleb klindi seinu moodustava Llandovery settekompleksis esile terve rida reflektoreid, mida on väga raske üheselt korreleerida isegi mistahes litostratigraafilise tasemega Saaremaal. Neist olulisim on S<sub>5</sub> reflektor, mille suhtes on jälgitud Llandovery alumise osa paksuse vähenemist ja ülemise osa paksuse suurenemist lääne suunas (Tuuling & Flodén 2006, trükis) ning Jaani ja Jaagarahu oletatava reflektori S<sub>7</sub> all paiknev S<sub>6</sub> reflektor, mida võiks tinglikult korreleerida Ninase kihistiku alumise piiriga. Eelpoolöeldut arvestades on all esitatud tabelis (Tabel 4) toodud Siluri klindi kompleksi iseloomustavad ning piiritlevad olulisimad seismilised reflektorid ning neile vastavad maismaa stratigraafilised tasemed.

Tabel 4. Seismostratigraafiline skeem

Seismiline reflektor	Litoloogiline piir maismaal
S <sub>1</sub>	Ordoviitsiumi ja Siluri piir
S <sub>2</sub>	Raikküla ja Adavere lademete piir
S <sub>3</sub>	Sisemine reflektor Adavere lademe allosas
S <sub>5</sub>	Seni puudub üheselt selge vaste maismaal
S <sub>6</sub>	Ninase kihistiku alumine piir
S <sub>7</sub>	Jaani ja Jaagarahu lademete piir ehk Vilsandi kihtide alumine piir
S <sub>8</sub>	Vilsandi kihtide ülemine piir

## **Saaremaa-Gotlandi klindikompleksi geoloogia ja morfoloogia**

Klindikompleksi morfoloogiast parema ülevaate saamiseks ja detailsemaks kirjeldamiseks on lisades esitatud selle geoloogiat ja morfoloogiat iseloomustavate parameetrite koondtabel (Lisad 1.1-1.4). Tabelisse on profiilide kaupa toodud klindikompleksi säilumisaste (hea, keskmine, halb, klindikompleks puudub), klindikompleksi laius, klindikompleksi kõrgus, peaastangu kõrgus, üldine reljeefi kalle/maksimaalne kallakus, stratigraafiline ulatus, terrasside arv, peaastangu tagune erosiooninõgu ja klindi avatus või maetus Kvaternaarisetete alla.

### **Siluri klindi kompleks**

Saaremaa-Gotlandi klindikompleks on nii Läänemere põhja- kui ka aluskorra pealispinna reljeefis selgelt esiletulev terrasside ja astangute süsteem, mis moodustab tõusva reljeefiga ala üleminekul Ordoviitsiumi platoolt Siluri platoole. See vöönd, mis on üheks osaks kogu regiooni kuestalaadsest morfostruktuurist, kulgeb ligikaudu kirde-kagusuunalise vööndina Saaremaa looderannikust kuni Fårö saare põhjarannikuni. Klindikompleksi kui kuestareljeefi üht elementi kujundavaks ja määravaks kivimiliseks piiriks settekompleksi läbilõikeks on olnud terav litoloogiline kontakt Siluri läbilõike alumise osa (Llandovery ja Wenlocki allosa) tugevalt savikate lubjakivide ning merglite ja neil lasuvate Wenlocki puhaste riffilubjakivide vahel. Seetõttu on Siluri klindikompleksi võimsaima ehk peaastangu ning enamasti ka leviku lõunapiir seotud just eelpool nimetatud tasemega. Paremini säilinud klindilõikedel on jälgitav kohati ka astangute jätkumine Siluri platoo ja Siluri klindi kontaktalal (Joonis 26). Kuna maismaal, nii ida kui ka lääne pool Läänemerd, vastavalt Saaremaal ja Gotlandil, on enamasti nähtav just peaastang, mõistetakse kitsamalt Siluri klindina just seda kõige kõrgemat ja võimsamat astangut.

### **Klindijoonis – klindilahed ja klindineemikud**

Nagu nähtub aluspõhjareljeefi kaardilt, ei kulge Siluri klindi peaastang sirgjoonelise kirde-kagusuunalise joonena, vaid kujutab endast kergelt looklevat, vaheliti lõuna suunas sissesopistuvat astangut (Joonis 17 ja 18). Selline klindijoon on hästi nähtav juba ka Saaremaa loode-, vähem Gotlandi põhja- ja kirderannikul (vt Joonised 9 ja 14), maismaasse sopistuvate vahelduvate klindilahtede ja kaugele merre ulatuvate neemikute näol ning see on tingitud klindiastangu morfoloogia hilisemast ümberkujundamisest vooluvete ja liustikuorundite poolt. Selliseid suuremaid või väiksemaid klindilahtesid

võib merealusel Siluri klindilõigul kokku lugeda viis (numbrid 8-12 joonistel 18 ja 25). Kaks lauget u 7 ja 5 km pikkust ning 7,5 km ja 10 km laiust sissesopistust tulevad esile Saaremaa ranniku lähedal (numbrid 8 ja 9 joonistel 18 ja 25). Sügavamad, kitsamad ja kontrastsemad sissesopistused on välja kujunenud just ala lääne poolses, kui enam liustike pool ümber kujundatud osas (Joonised 17 ja 18). Nii eristub Läänemere keskosas, Siluri platoo kirjeldamisel mainitud kahe jäänukkõrgendiku vahel kaks selgelt sissesopistunud klindilahte, kus ida poolsel lahel on sissesopistuse ulatuseks u 15 km ja laiuseks 3 km ning läänepoolse klindilahe vastavad näitajad on u 25 ja 5 km (numbrid 10 ja 11 joonistel 18 ja 25). Edasi lääne poole liikudes ilmneb veel üks väiksem sissesopistus klindiastringusse (number 12 joonistel 18 ja 25), enne kui kirde-loodesuunas kulgeva Siluri klindi lõikab läbi Fårö süvik (Joonised 17, 18 ja 25). Viimase piires on aga igasugune astang eelpool nimetatud litostratigraafiliste tasemete kontaktil olematu, seega ei eksisteeri seal ka Siluri klinti kui pinnavormi.

### **Stratigraafiline ulatus**

Seismilistel profiilidel võib Siluri klindi kompleksi alumist piiri, ehk esimest selget astangut enamasti seostada  $S_2$  reflektoriga, mis arvestades Raikküla lademe kõvadust ning vastupidavust erosioonile on ka üpris loomulik. Vahel harva langeb see Ordoviitsiumi-Siluri piiritasemele (profiil 9212) või algab hoopis kõrgemalt  $S_2$ - $S_5$  vahemikust, ulatudes profiili 9110 puhul isegi  $S_5$  tasemele. Nagu juba mainitud, on klindikompleksi ülemine piir stratigraafiliselt sagedamini seotud klindi peaastanguga, mille ülemine serv langeb kokku Jaani ja Jaagarahu lademete ehk Vilsandi kihtide riffclubjakivi kompleksi alumise piiriga ( $S_7$ ). Juhtudel, mil klindi peaastang on paremini säilinud, võib see ulatuda ka  $S_8$  reflektorist (Vilsandi kihtide ülemine piir) kõrgemale või vastupidiselt tugevasti kulutatud lõikudes langeda allapoole  $S_6$  reflektorit, s.t. allapoole oletatavat Ninase kihistiku alumist piiri (9107).

### **Üldine morfoloogia**

Kogu klindikompleksi laius kõigub 0,5-10,9 km piires (vt Joonis 15 ja Lisad 1.1-1.4) ning selle suurus on otseselt sõltuv klindi morfoloogiast, ennekõike selle terrasside laiusest, terrassidevaheliste astangute kaldenurgast ja stratigraafilisest ulatusest (Tuuling et al., 2003). Kõik loetletud näitajad on aga otseses sõltuvuses hilisemast eksaratsioonilisest tegevusest. Üldjuhul on klindikompleksi ülaosa astangud selgemini välja kujunenud, nende kaldenurgad järsemad ja nendevahelised terrassid kitsamad. Kui

paremini säilinud klindilõikudel algab klindi peaastang reflektori S<sub>8</sub> pealt või kõrgemalt, siis algab klindikompleks enamasti vertikaalselt langeva astangu või astangutega, mille vahele jääb siis kas vastavalt üks või kaks kitsast, enamasti 200-500 m laiust terrassi (9308 ja 9311, Joonis 27). Sellistes lõikudes võime näha klassikalist klinti, kus peaastangust võib väga lühikese vahemaa jooksul toimuda kuni 100 m reljeefi langus (9202; 9311, Joonis 27). Klindi kompleksi jalami osas, kus tegemist on pehmemate lubjakivide ja merglitega, on astangute kõrgused väiksemad ning nendevaheliste terrasside laiused jäävad tavaliselt 1-2 km piirsesse, ulatudes harva 5-6 kilomeetrini (9311, Joonis 27). Terrassidevahelised nõlvad (astangud) on laugemad, astangute kaldenurgad jäävad enamasti 2°-3° piirsesse, ulatudes harva 10 või enama kraadini. Kogu klindikompleksi piires aset leidev suhtelise kõrguse muutus kõigub 60-120 m piires ja leiab aset keskmiselt 5-6 km vahemikus, mis teeb keskmiseks reljeefitõusuks ja kallakuseks vastavalt 13-15 m/km ja 1,15°

### **Peaastangu tagune nõgu**

Hästi või keskmiselt säilinud, mandriliustike poolt vähe kulutatud ja ümbertöödeldud klindilõikudes, eriti ilmekalt profiilide 9308 ja 9202 vahemikus, tuleb peaastangu taga esile morfoloogiline element, mis klindilahtedes on ilmselt liustike eksaratsiooni tulemusena hävinud. Nimelt juhul, kui klindikompleksi peaastang algab Vilsandi kihtidest või kõrgemalt, ehk kui klindi vertikaalselt langeva ühest või mitmest astangust koosneva peaastangu moodustavad tugevad erosioonikindlad lubjakivid, eristub selle taga Siluri platoo poolses osas selge nõolaadne või orundilaadne süvend (Joonis 26). Selle süvendi laius kõigub 2-10 km piires ning selle suhteline langus peaastangu laelt võib küündida kuni 35 m-ni. Sageli on selline peaastangu tagune nõgu lõunast piiritletud järgneva väikese astanguga (9308, 9305, Joonis 26), mille kõrgus võib küündida kuni 34 meetrini. Alates profiilist 9202 lääne suunas, kust algab aluspõhjareljeefis selge piir vähemkulutatud ida- ja liustike eksaratsioonist räsitud lääneosa vahel ning Siluri klint on suuresti hävinud, ilmneb esimesel profiilil 9311 markantne Siluri klindi jäänuk (Joonis 27). Selle taga on säilinud küll selge järsemalt laskuv orundi põhjapoolne nõlv, kuid edasi lõuna suunas laskub reljeef ühtlaselt, ilma et tuleks esile orundit lõuna suunast piiritlevat astangut. On selge, et selles piirkonnas on kogu klinditaguse ala reljeef juba tugevasti mõjutatud liustikulisest eksaratsioonist ning see jäänuk tundub olevat jäänud justkui kahe liustikukeele vahele.

Stratigraafilist läbilõiget jälgides on näha, et klindi peaastangu tagune orund on Vilsandi või selle pealsetest kihtidest lõikunud kohati Llandovery ülemise otsa savikatesse Paramaja kihistiku kivimitesse (või tugevamasse dolomitiseerunud Ninase kihistiku kivimitesse). Lõunapoolne astang on aga analoogselt Siluri klindi peaastangule formeerunud jällegi Jaani ja Jaagarahu lademete piirilt. Seega on Siluri klindi peaastangu tagusest orundi piirest erosiooni tulemusena ära kantud Jaagarahu lademe ülaosa nooremad ja savikamad kihid (Maasi ja Tagavere kihid), niisamuti Vilsandi kihid ja osaliselt ka Jaani lademe läbilõike ülaosa kivimeid.

Miks on erosioon just siin läbi tugevate Vilsandi kihtide lõikunud ja mis tüüpi on see erosioon olnud (kas liustikuline või ehk klindi peaastangu taguste vooluvete), võib ainult spekuloida. Kuid ühe orundi teket soodustava võimalusena ei saa välistada, et see võib olla seotud suure rifimassiivi (võimalik isegi et barjäärifri mõõtu moodustise) merepoolse, järsemalt laskuva nõlva ees kuhjunud paksu riffidelt pärinevat purdmaterjali lasundiga, mis on palju kergemini erodeeritav kui puhas rifflubjakivi ise. Jaagarahu lade (Högklindi kihid Gotlandil) on tuntud rikkalike ning võimsate riffide poolest, mis Gotlandil Högklindi kihtides tulevad esile kohati nii tihedalt ja arvukalt, et võivad kokkuliitununa moodustada ulatuslikke, joonelise levikuga ääre- või bärjäärifri taolisi biostroomseid moodustisi (Riding, 1981). Taolisi võimsaid barjäärifri taolisi moodustisi, millel esineb selge merepoolne järsem nõlv ning selle jalamil ja ees kuhjunud riffidelt pärinev purdmaterjal, on Läänemeres avastatud nii Ülem-Ordoviitsiumi kompleksis vahetult Gotlandist kirdesse (Tuuling & Flodén, 2001) kui ka nooremates Siluri kivimites Gotlandi keskosa idaranniku lähedalt (Flodén et al., 2001).

Ühe võimalusena lisaks liustiku erosioonile võiks sellise orundi tekkeks kaalutleda seal kirde-loode suunas kulgenud voolusängi olemasolu. Kuid kuna puudub selgelt orundi loodesse laienemise tendents ja selle varieeruvus kirde-loode suunas on suur, siis on olemasolevatele andmetele tuginedes raske leida sellise orundi olemasolu tõendavat andmestikku. Kui aga samas vaadelda selle orundi võimalikku läänepoolset jätku, võib spekuloida, et selleks võiks olla Gotlandi idarannikult alguse saav ning kergelt kirde-edela orientatsiooniga risti üle saare kulgev Klintebergi astang. Õigupoolest on Klintebergi astangu alget näha juba Läänemeres vahetult Fårö süviku taga Gotlandi vahetus läheduses (I. Tuulingu suulised andmed). Gotlandil tuleb aga Siluri klindi ja Klintebergi vaheline ala reljefis esile just selgelt madalama alana, kust on erosiooni poolt ära kantud pehmeid Slite kihtide savikaid lubjakive ja mergleid. Gotlandi läänerranniku lähedusse jäävad aga kaks suurt jäänuksaart – Suur ja Väike Karlsö, kus samavanuselistes



kihtides esinev astang ehk Klintebergi klindi analoog saavutab oma maksimaalse kõrguse 30 m (Foto 27).



Foto 27. Suur Karlsö klint (foto I. Tuuling).

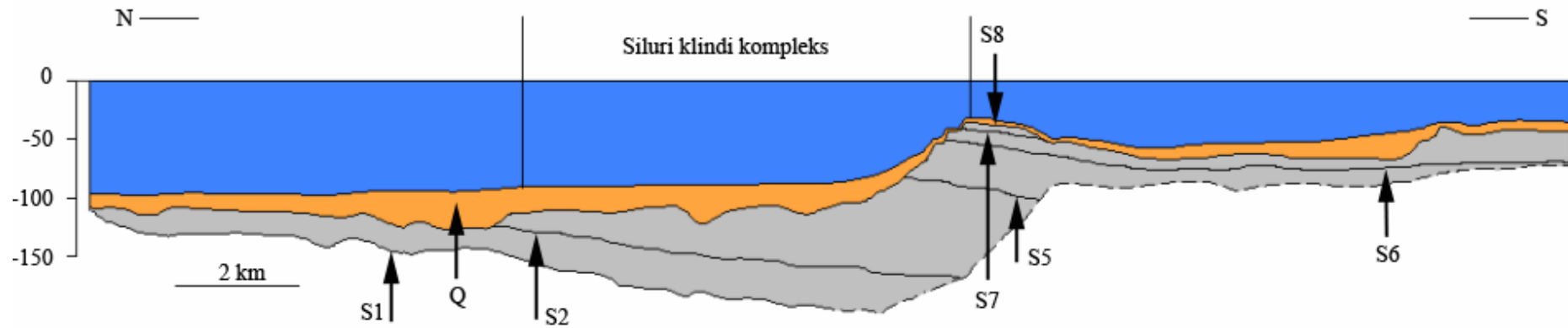
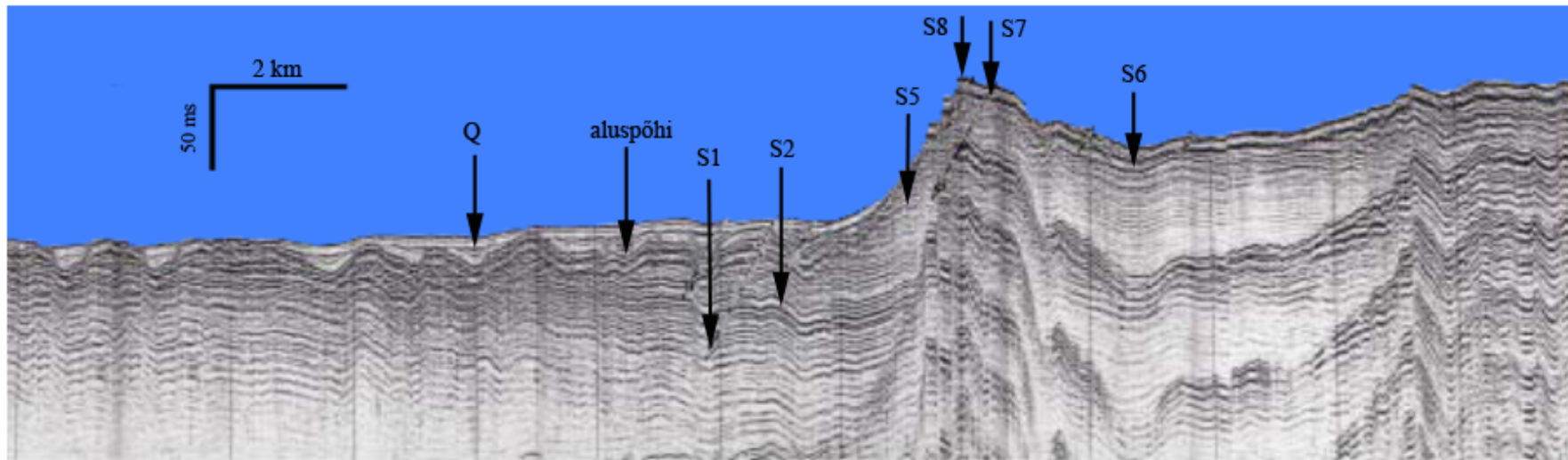
On selge, et Läänemere kaitsvate voogude all säilinud klindiastanguid, erinevalt maismaa avatud klindi lõikudest, ei ole ümber kujundanud hilisemad erosioonilised protsessid ja need on suuresti säilitanud morfoloogia sellisena nagu see jäi maha pärast Pleistotseeni liustike taandumist meie alalt. Niisamuti on loomulik, et hästisäilinud klindilõigud, võrreldes liustike poolt purustatud ja nivelleeritud lõikudega klindilahtedes, peegeldavad suuresti juba jääaja eelsel ajal välja kujunenud klindi morfoloogiat. Sellest tulenevalt võib oletada, et selline klindi peaastangu tagune orund on suure tõenäosusega siiski jääaja eelse reljeefi säilinud jäänuk.

### **Hästi, keskmiselt ja halvasti säilinud klindikompleksid**

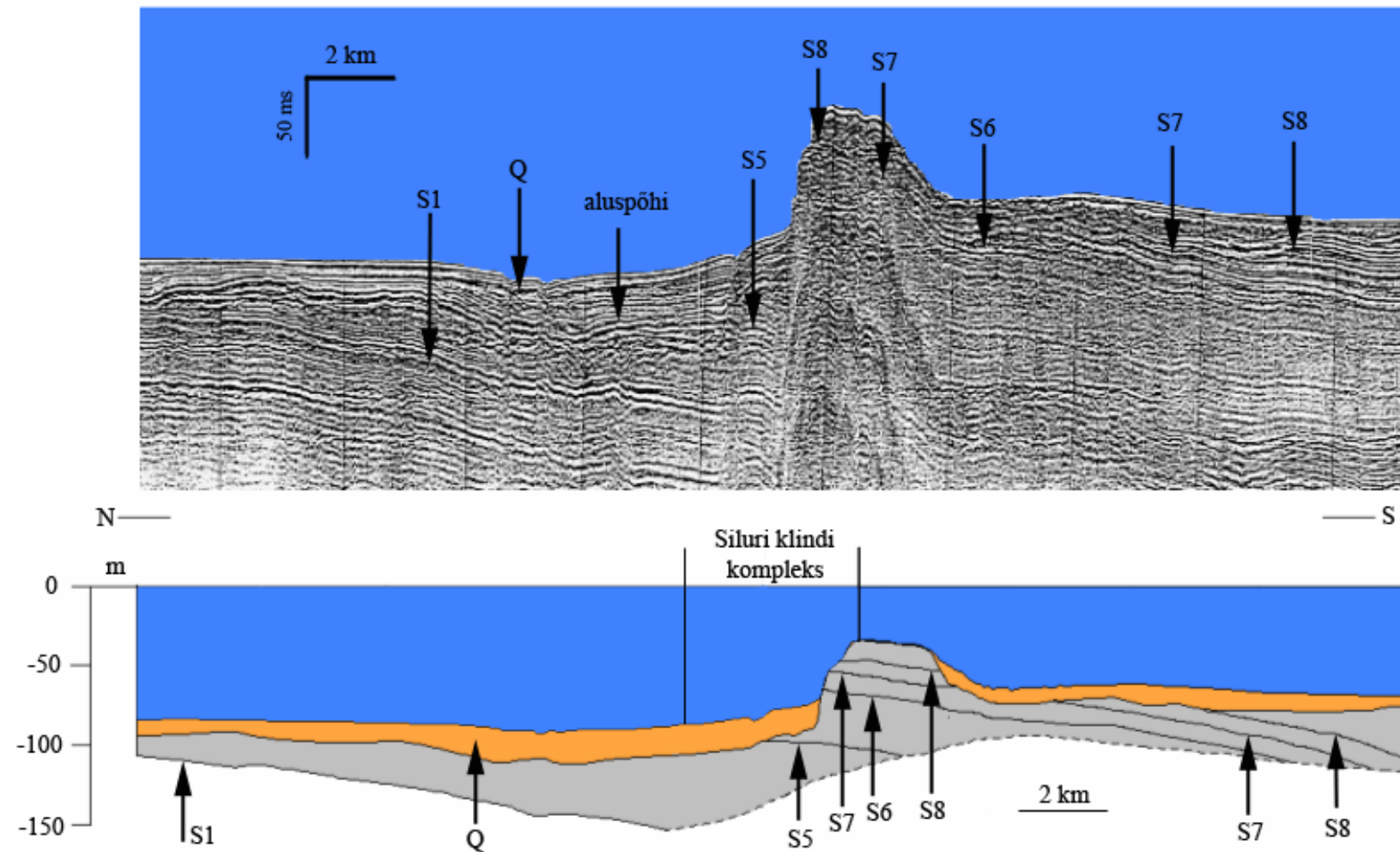
Seega – jälgides Saaremaa-Gotlandi klindi kompleksi morfoloogiat võib, täheldada selgelt selle ehituse varieeruvust sõltuvalt Pleistotseeni liustike liikumisteedest ning kulutuse ulatusest. Viimaseid faktoreid arvestades võib Saaremaa-Gotlandi joonel klindikompleksi esialgse säilivuse alusel välja eraldada hästi, keskmiselt ja halvasti säilinud klindi lõike ning samuti profiile, kus klint kui astanguline struktuur hoopis puudub. On selge, et selliselt grupeeritud klindikomplekside lõikude esinemine on üks üheses sõltuvuses eelpool kirjeldatud klindi neemikute ja lahtede asukohtadega. Kõige olulisemaks ning selgemini määratletavaks tunnuseks klindi esialgse säilivuse astme määramisel on klindi ülaserva stratigraafiline ulatus ning peaastangu säilivus.

Hästi säilinud klindilõigud. Kõige paremini säilinud klindilõike iseloomustab klindiasangu ülemise serva kõrge stratigraafiline ulatus ja selgelt esile tulev, pea et puutumatus säilinud vertikaalselt langev peaastang või astangute süsteem. Selliseid klindilõike võib täheldada idast lääne suunas liikudes profiilidel 9303, 9211, 9305 (Joonis 26), S9308; 9309, 9202, 9311 (Joonis 27), mis viitab selliste lõikude olemasolule üksnes eksaratsioonist vähem mõjutatud uuritava ala idaosas. Sellistel klindilõikudel algab klindiastang eranditult vähemalt  $S_7$  reflektori pealt, sageli kõrgemalt, ulatudes mõnel profiilil ka Vilsandi kihtidest (reflektor  $S_8$ ) kõrgemale (9305, 9311, Joonised 26 ja 27). Seega algab klindi ülaserv  $S_7$  reflektorist kõrgemal asetseva ühe või paari vertikaalselt langeva ja kümnekonna meetrise astanguga, mida eristavad kuni mõnesaja meetri laiused terrassid (Joonised 26 ja 27). Edasi järgneb enamasti  $S_7$  reflektori pealt vertikaalsena langev ja mõningatel profiilidel kuni 70 m kõrgune (9202, 9309) klindi peaastang. Seega seostub sellistes klindilõikudes valdav osa kogu klindikompleksi kõrguse muutusest selgelt püstloodis langeva klindi peaastanguga (Joonis 27). Seetõttu eristub ka klindi jalami osa väga selgelt peaastangust, koosnedes tavaliselt mõnest lõuna suunas kallutatud paari kilomeetri laiusest terrassist, mis üksteisest on eraldatud laugete (kuni  $5^\circ$ ) nõlvadega (Joonis 26). Just selliste klindilõikude taga on säilinud eelpool kirjeldatud peaastangu tagused markantseimad orundid. Kuna klindikompleksi kogulaius sellistes hästisäilinud lõikudes on enamasti kõige väiksem (keskmiselt 4,8 km) ja suhteline kõrguse muutus suurim (keskmiselt 94 m), on sellised klindiasangud ka seismilistel profiilidel kõige efektsemad.

Keskmiselt säilinud klindilõigud. Keskmise säilivusega klindilõike täheldati järgnevatel profiilidel 9301 (Joonis 28), 9302, 9304, 9212, 9306, 9113, 9307, 9210, 9104, 9214, 9310, 9313, 9204, 9314, 0404, 9206, 9001. Nagu näha esineb selliseid klindilõike kõige arvukamalt ning suurim enamus sellistest lõikudest langeb jällegi eksaratsioonist vähem mõjutatud uuritava ala idaossa. Reeglina iseloomustab selliseid lõike suurema kulutusastme tõttu klindi ülaserva madalam stratigraafiline ulatus, mis sagedasti langeb allapoole  $S_7$  reflektorit, kuid sealjuures on eelnevast grupist eristamisel olulisem klindikompleksi, eriti aga klindi peaastangu üldilme. Sellistes klindilõikudes toimub kogu astangute ja terrasside süsteemi hajumine ehk klindi jalami ja peaastangu osa eristumine üksteisest ei ole nii kontrastne nagu hästi säilinud klindilõikudel. Selle on suuresti tinginud selge vertikaalsete astmetena või astmena langeva klindi peaastangu puudumine. Seetõttu on sellistes lõikudes ka klindikompleksi kogulaius tavaliselt suurem (keskmine



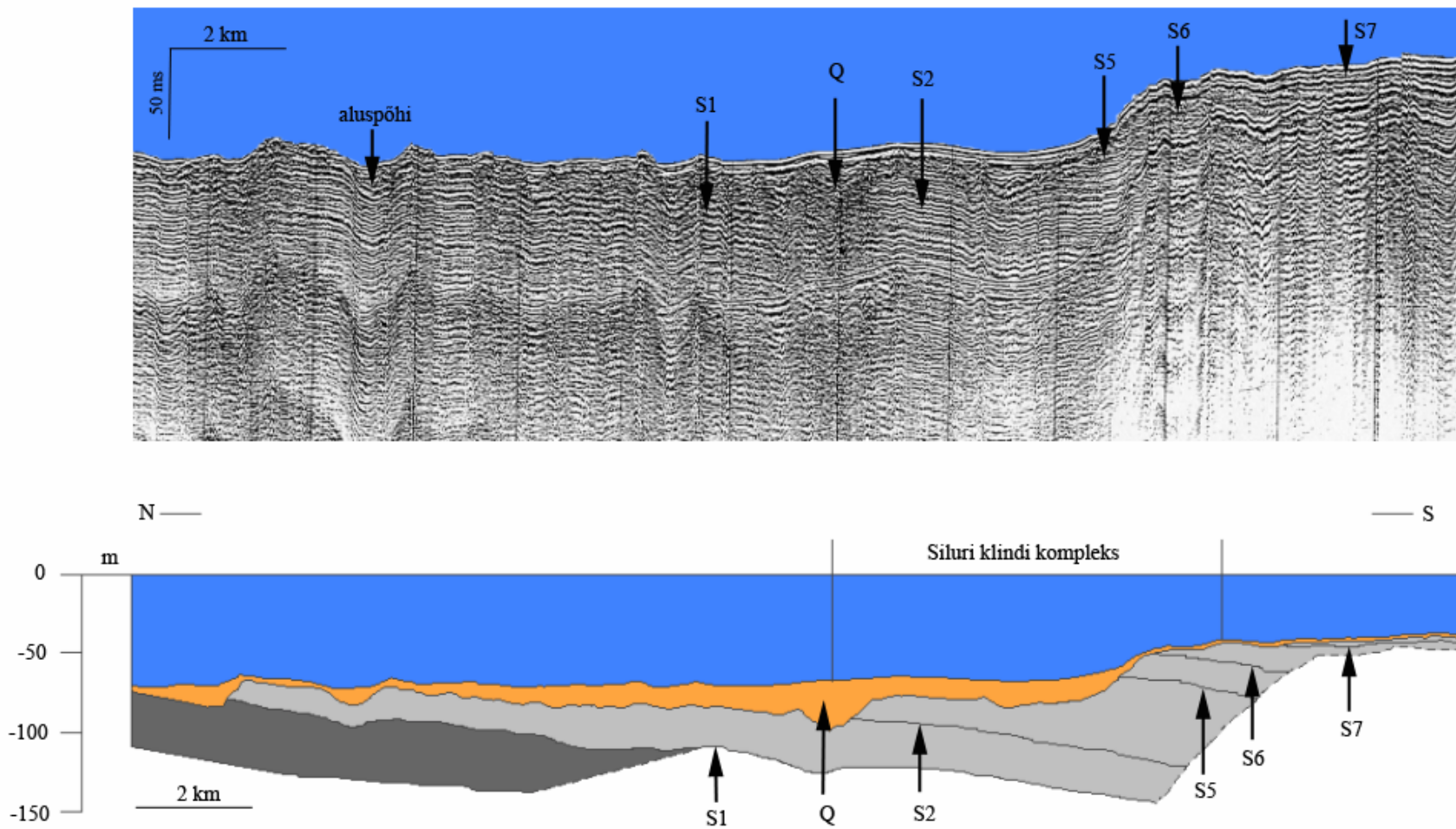
Joonis 26. Seismilise profiili 9305 geoloogiline läbilõige. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – S<sub>8</sub> – Silurisesed reflektorid, vt tabel 4.



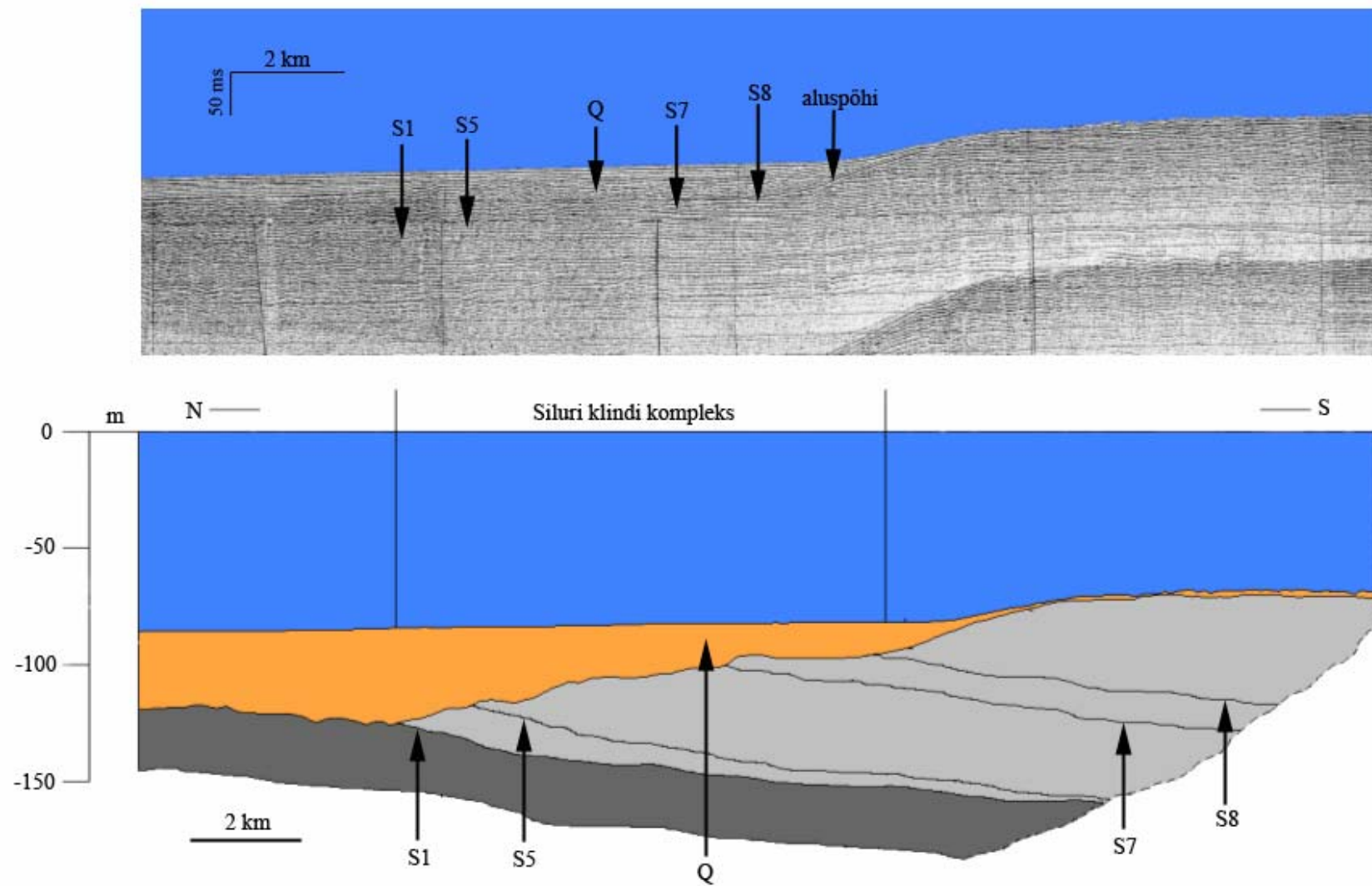
Joonis 27. Seismilise profiili 9311 geoloogiline läbilõige. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – S<sub>8</sub> – Silurisesed reflektorid, vt tabel 4.

6,2 km) ja kõrguse tõus (keskmine 80,5 m) väiksem kui hea säilivusega klindilõikudel. Suuremast kulutusastmest tingituna esineb sellistes klindilõikudes vertikaalselt langevaid astanguid selgelt vähem, astangute nõlvad on laugemad. Klindi peaastangu taga orundid enamasti puuduvad või on näha jäänukit kunagisest orundist (9214, 9313). Eriti ilmikas on profiil 9210, kus lisaks kunagise klindi peaastangu jäänukile järgneb selge selle tagune orundi jäänuk ja orundi lõunaservas asuv järgmine astang on selgelt saanud klindikompleksi kõige prevaleerivamaks reljeefielemendiks. Ehk siis – sellel profiilil ei ole klindi peaastang suutnud selle tagust orundit täielikult erosiooni eest kaitsta, vaid on osaliselt hävinud koos orundiga.

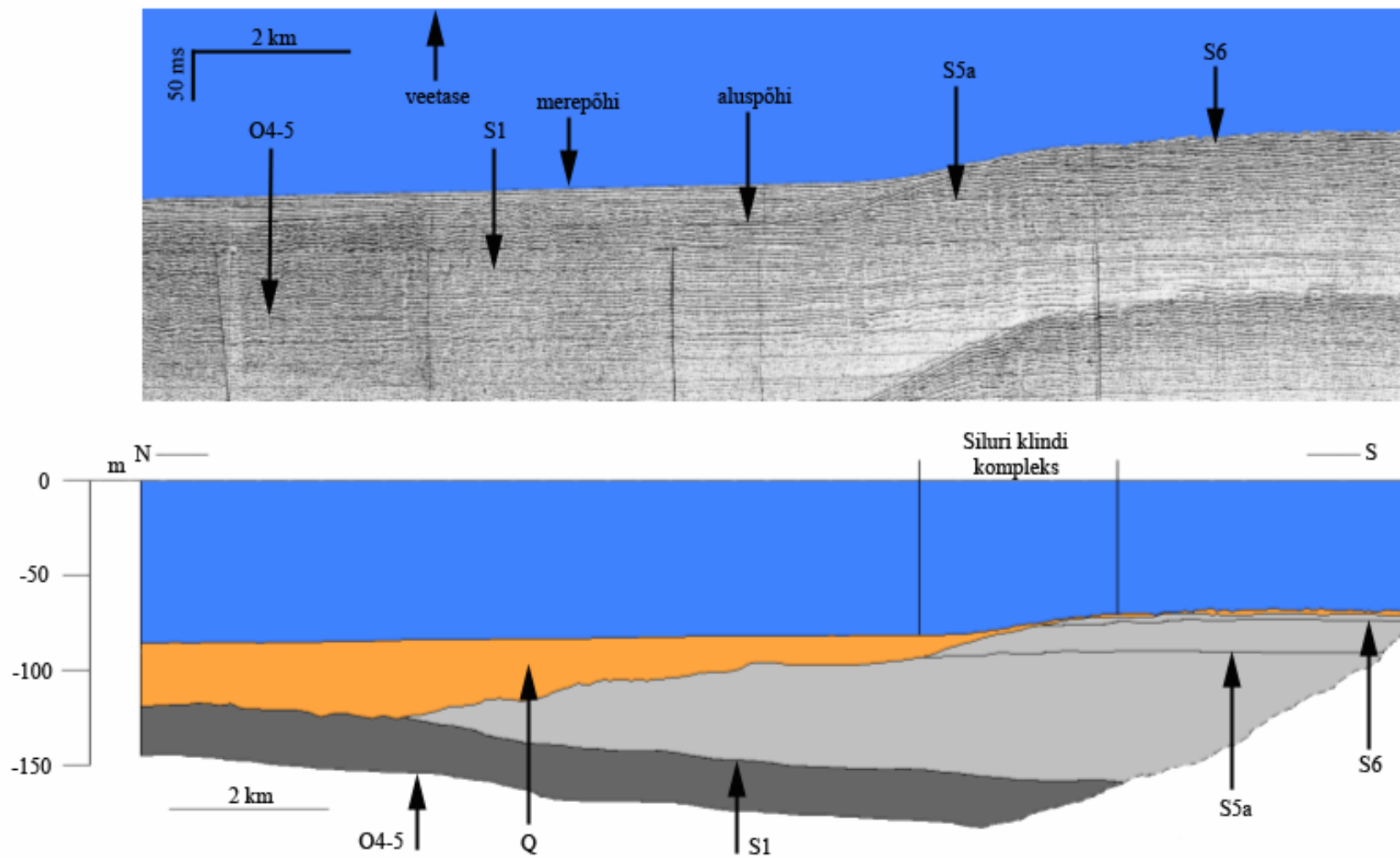
Puuduvad ja halvasti säilinud klindilõigud. Liustike erosioonist vähempuutumata uuritava ala idaosas on profiile, millel võib eristada halvasti säilinud klindilõike neli 9107, 9110, 9312, 9203. Ülejäänud halvasti säilinud 0403, kuid suuremalt jaolt puuduva klindikompleksiga lõigud, asuvad uuritava ala lääneosa profiilidel 9102, 0405, 0402, 9504, 0401, 9005, 9004 (Joonis 29), 9003 (Joonis 30), 9002, eelpool nimetatud suurte eksaratsiooniliste orundite ja Fårö süviku piires (Joonised 17, 18 ja 21 (orundid 6 ja 7)). Halvasti säilinud klindilõikudes on võrreldes keskmiselt säilinud klindilõikudega erosioon kogu klindikompleksi veelgi rohkem nivelleerinud. Seetõttu kujutab kogu klindikompleks endast üsnagi ühtlast ja laugelt kulgevat nõlva, kus peaastangu ja jalami osa selgelt ei eristu ning vertikaalsete astangute osakaal on sellistes klindilõikudes pea et olematu. Kuid vaatamata sellele iseloomustab halvastisäilinud klindilõike võrreldes lõikudega, kus klint hoopis puudub, selgelt eristatav väga lauge tõusva reljeefiga ala ehk kunagise klindi jäänuk. Puuduva klindikompleksiga lõigud jäävad eranditult uuritava ala kõige lääne poolsemasse ossa, Fårö süviku piiresse. Neil lõikudel on siin kunagi esinenud Siluri klint hilisema liustiku eksaratsiooni poolt täiesti nivelleeritud. Küll võib aga astangut täheldada kaugemal lõunas, alal, kus Högklindi kihid lähevad üle Klintebergi kihtideks.



Joonis 28. Seismilise profiili 9301 geoloogiline läbilõige. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – S<sub>7</sub> – Silurised reflektorid, vt tabel 4.



Joonis 29. Seismilise profiili 9004 geoloogiline läbilõige. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – S<sub>8</sub> – Silurisised reflektorid, vt tabel 4.



Joonis 30. Seismilise profiili 9003 geoloogiline läbilõige. Profiili asukoht vt joonis 16. Q – Kvaternaar, S<sub>1</sub> – S<sub>8</sub> – Silurisised reflektorid, vt tabel 4.



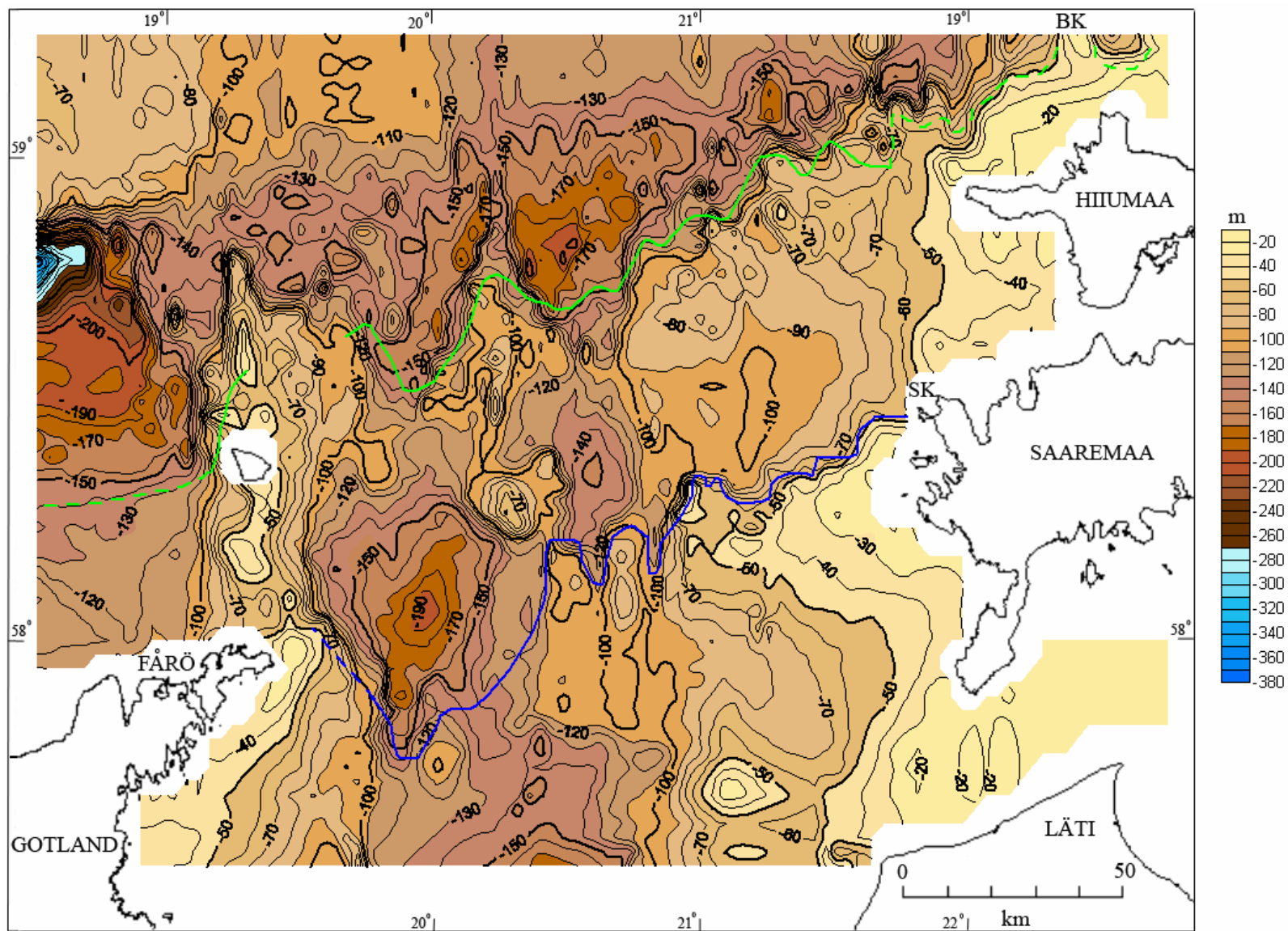
## **10. Tänapäevane reljeef, selle võrdlus aluspõhjaga. Kvaternaarse pinnakatte paksus ja selle sõltuvus aluskorra reljeefist**

Nagu juba eespool mainitud, on Läänemere põhjaosas Kvaternaari setete paksus võrreldes lõunaosaga tunduvalt väiksem, mistõttu merepõhja reljeef peegeldab siin suures osas ka aluspõhjareljeefi. Nii ühe kui ka teise väite vettpidavust kinnitavad teatavate mööndustega ka käesoleva uurimustöö andmed, millele tuginedes koostati uuritava ala kohta tänapäevase merepõhja reljeefi kaart, kõrgusmudel ja Kvaternaari setete paksuste kaart (Joonised 31, 32 ja 34). Allpool võrreldakse uuritava ala merepõhja- ja aluspõhjareljeefi kaarte ning kõrgusmudeleid ning analüüsitakse Kvaternaari setete paksusi ja jaotumist lähtuvalt aluspõhjareljeefist.

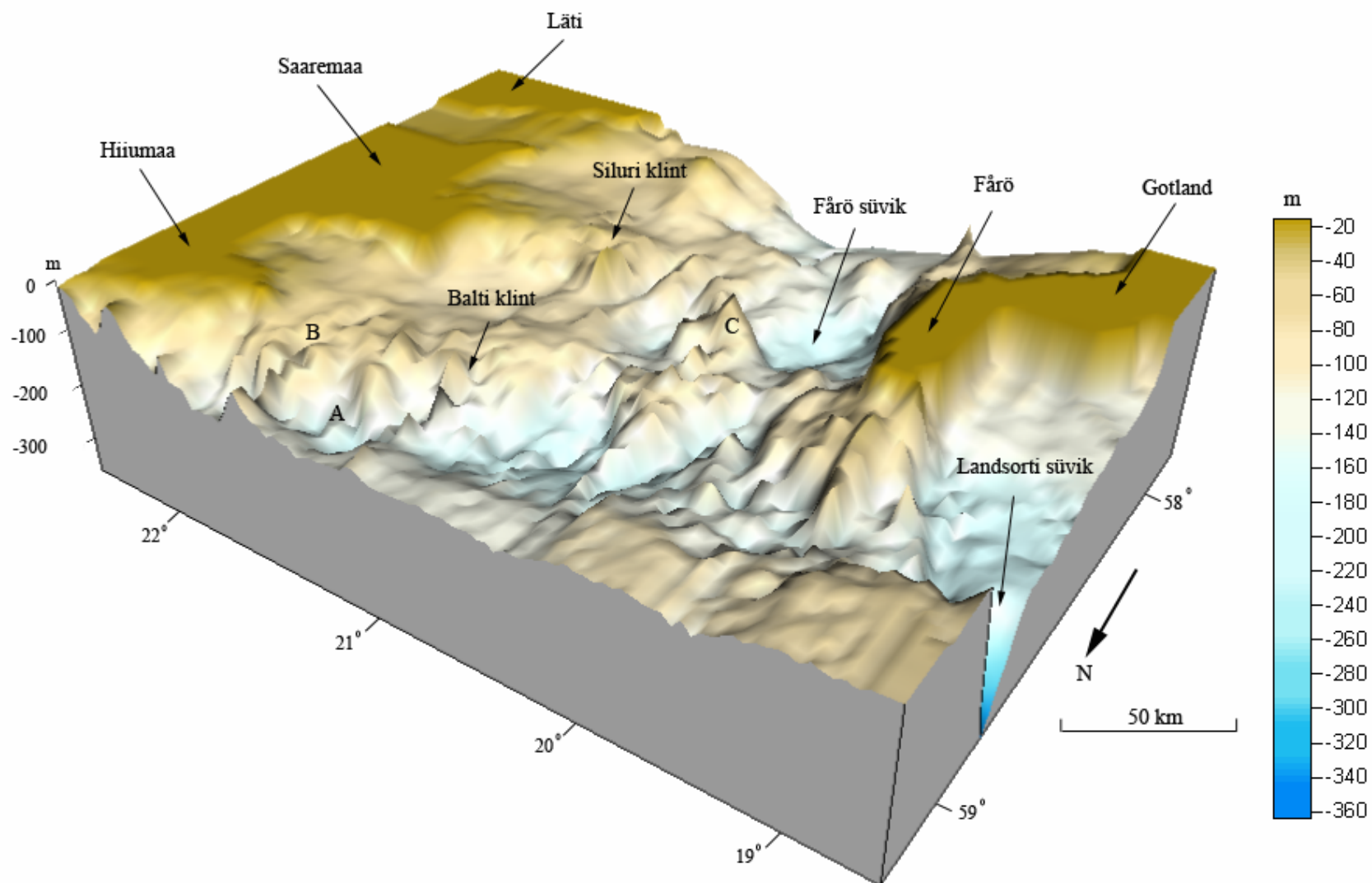
### ***Tänapäevase ja aluspõhjareljeefi võrdlemine kaartidel ja kõrgusmudelitel***

Tänapäevase ja aluspõhjareljeefi kõrgusmudelite ning kaartide võrdlemisel ilmneb selgelt, et tänapäevane reljeef peegeldab lisaks üldisele kuestalaadsele põhiplaanile ja selles esiletulevatele suurematele aluspõhjareljeefi pinnavormidele arvukalt ka aluspõhjareljeefi väiksemaid pinnavorme (Joonised 17, 18, 31 ja 32). Üldplaanis tuleb ruumiliselt tänapäevase reljeefi kõrgusmudelil (Joonis 32) selgelt esile pudedate Kvaternaari setete nivelleeriv osa aluspõhjas esinevate negatiivsete pinnavormide (orundid, nõod, vaondid jmt) täitmisel ja positiivsete pinnavormide nõlvade silumisel, mistõttu teravad ja kontrastsed aluspõhjareljeefi vormid saavad palju tasandatuma üldilme. Tänapäevase reljeefi ja aluspõhjareljeefide selge liigestatuse vahe tuleb samuti ilmekalt esile vastavate kaartide otsesel võrdlusel, kus kõrgusjoonte arvukus, muutlikkus, esinemistihedus ning isoleeritud pinnavormide arvukus on tunduvalt suurem aluspõhjareljeefi kaardil (Joonised 17 ja 31).

Tänapäevase (Joonis 31) ja aluspõhja (Joonis 17) reljeefikaartide otsene kõrvutamine võimaldab hinnata numbriliselt erinevate piirkondade reljeefikõrguste muutusi. Suuremad kõrguste erinevused aluspõhja- ja tänapäevase reljeefi kaartide kõrvutamisel tulevad just esile piirkondades, mis aluspõhjareljeefi kaardil ilmnevad kui madalamad piirkonnad; nagu Balti klindi eelne kristalliinsete kivimite avamus, Siluri klindi eelne nõgu ning kogu ala piki kaardi lõunaserva Siluri platoo laelt lõunasse (Joonis 17). Loetletud aladel on reljeefi absoluutsed kõrgused tänapäevasel reljeefil selgelt vähenenud kümneid meetreid. Nii on keskmine kõrgus kristalliinsete kivimite avamusel kahanenud julgelt 20-30 m, Siluri klindi eelsel alal 10-20 m,



Joonis 31. Merepõhja reljeefi kaart. BK – Balti klint, SK – Siluri klint, katkendjoon – oletatav klindijoon.



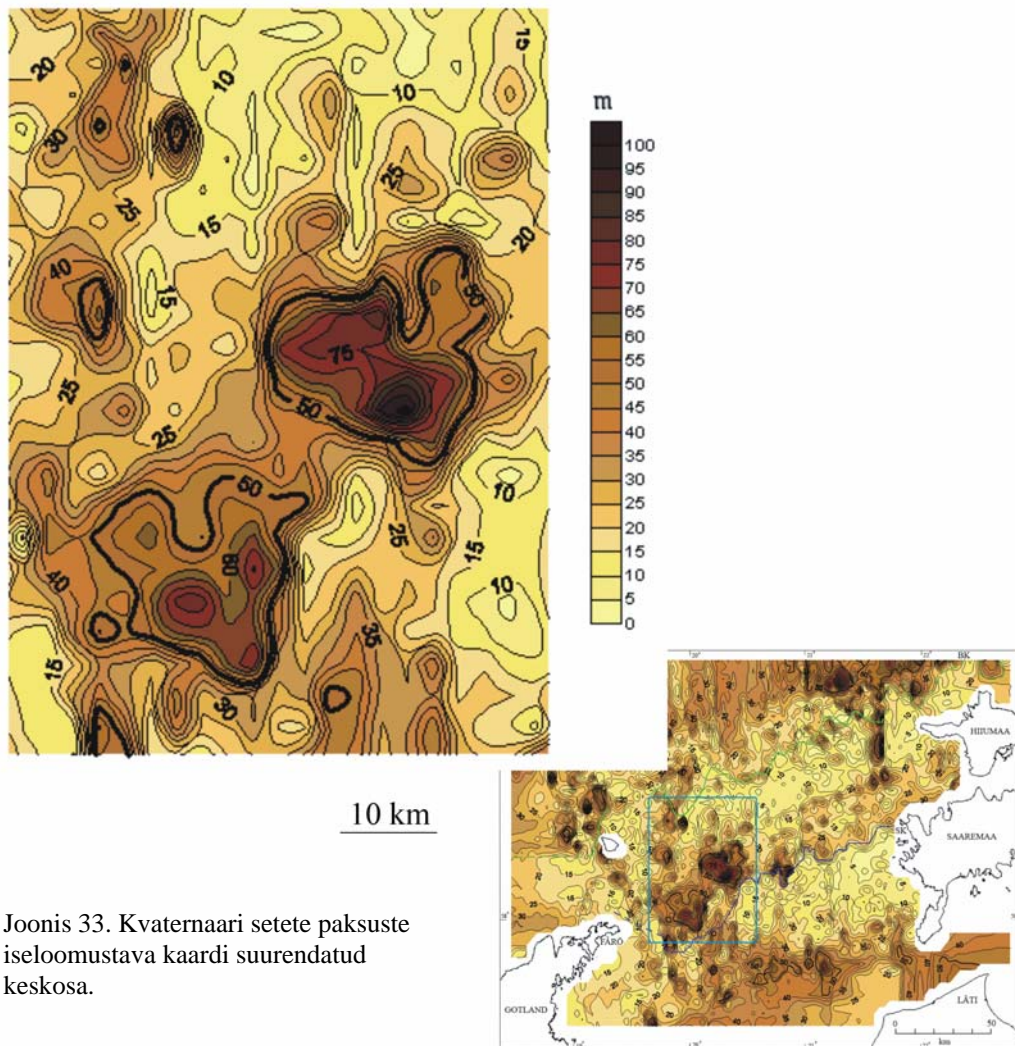
Joonis 32. Merepõhja reljeefi põhijooned kõrgusmudelil. Tähed A, B ja C – tekstis toodud Kvaternaari setete paksendid.

ja Siluri platoo laelt lõunasse 30-40 m. Samas jääb kõrguse muutus Ordoviitsiumi ja Siluri platoode lagedel, eriti just eksaratsioonist vähem mõjutatud idapoolsel alal, üldjoontes esimese kümne meetri piiresse.

Selline Kvaternaari setete paksuste vahelduv lõikumine astanguteelsetes nõgudes ja platoodel järgib Pleistotseeni liustike eelse kuestalaadse reljeefi põhiplaani. Kuid lisaks vanemale, kirde-loodesuunaliselt orienteeritud kuestareljeefsele põhiplaanile torkavad aluspõhjareljeefi kaardil selgelt silma ka submeridionaalse orientatsiooniga pinnavormidest tingitud tugevasti liigestatud reljeefiga piirkonnad. Neis kohtades on kiiresti vahelduvad pinnavormid ja kõrgusmuutused tekkinud suuresti submeridionaalselt liikunud Pleistotseeni liustike eksaratsiooni tagajärjel. Sellisteks kontrastselt esile tulevateks piirkondadeks on ennekõike ala kaardilehe kirdenurk Hiiumaast loodesse (Joonised 17, 18 ja 19), eksaratsioonilised orundid Balti klindi ees kaardilehe keskel, eriti aga Fårö süvik ja selle lähedased alad Ordoviitsiumi ja Siluri platoodel (Joonis 17). Ka sellistes piirkondades, eriti Fårö süviku ümbruses ja Hiiumaast kirdesse/idasse, on tänapäevane reljeef algseid aluspõhjareljeefi ebatasasusi tugevasti nivelleerinud. Selgelt on tasandunud ligi 10 km läbimõõdu ja 60 m sügavusega nõgu Hiiumaast 40 km kirdesse (täht A Joonis 32). Kvaternaari setetega on suuresti täitunud põhja-lõuna suunaline, ligi 40 m sügavune orund Hiiumaast 20 km itta (täht B Joonis 32). Selgelt on setetega täitunud Fårö süviku keskosa, kus aluspõhjareljeefi absoluutsest kõrgusest -270 m (Joonis 24) on tänapäeva reljeefis alles jäänud vaid -190 m.

Ainsaks aluspõhjareljeefist selgelt sõltumatuks ning silmatorkavaks positiivseks pinnavormiks tänapäevase reljeefi kõrgusmudelil ja kaardil on Fårö süvikust vahetult kirdesse jääv ja ligi 100 m üle ümbritsevate nõgude reljeefi kerkiv kahetipuline, kergelt sopiline kõrgendik (täht C Joonistel 32 ja 23). Kvaternaari setete paksuste kaardil ning sellest tehtud suurendatud väljavõttel (Joonised 33 ja 34) ilmneb loode-kagu suunas väljavenitatud, ebakorrapärase sopistunud kujuga Kvaternaari setetega tuumik, mis on kontuuritud 50 m isopahhüüdiga ja mille keskel Kvaternaari setete kogupaksus küünib ligi 100 meetrini. Selle läbimõõduks pikemal kagu-loode ja lühemal kirde-edelasuunalisel teljel on vastavalt 28 km ja 15 km. Tuumikust hargnevad põhja suunas kaks 5-7 km laiust paksenenud setetega haru (Joonis 34), kus ühele joonele on koondunud üksteistest isoleeritud, ovaalsed või ellipsilaadsed, Kvaternaari setete kontsentriselt paksendid. Ümbritsevast foonist erinevad

paksused selliste paksendite keskosas parkümmend meetrit ja nende läbimõõt ulatub paari kilomeetrini. Erinevalt suurest sopilisest paksendist, mis selgelt on kuhjunud tasasele aluspõhjareljeefile ja mis tuleb markantselt esile tänapäevareljeefis, ei tule sellest väljuvates harudes paiknevad Kvaternaari setete paksendid esile tänapäevases reljeefis. See viitab nende paiknemisele aluspõhjareljeefilistes orundites, millised tulevad nõrgalt esile ka aluspõhjareljeefi kaardil (Joonis 17). Just nendes väljaulatuvates harudes ja süvendites paiknevaid pakse Kvaternaari setendite lasundeid on kõrgsageduslikel seismilistel profiilidel varem interpreteeritud kui glatsiofluviaalsete setete kuhjeid ning vastavaid pinnavorme on peetud oosideks (Noormets & Flodén, 2002).



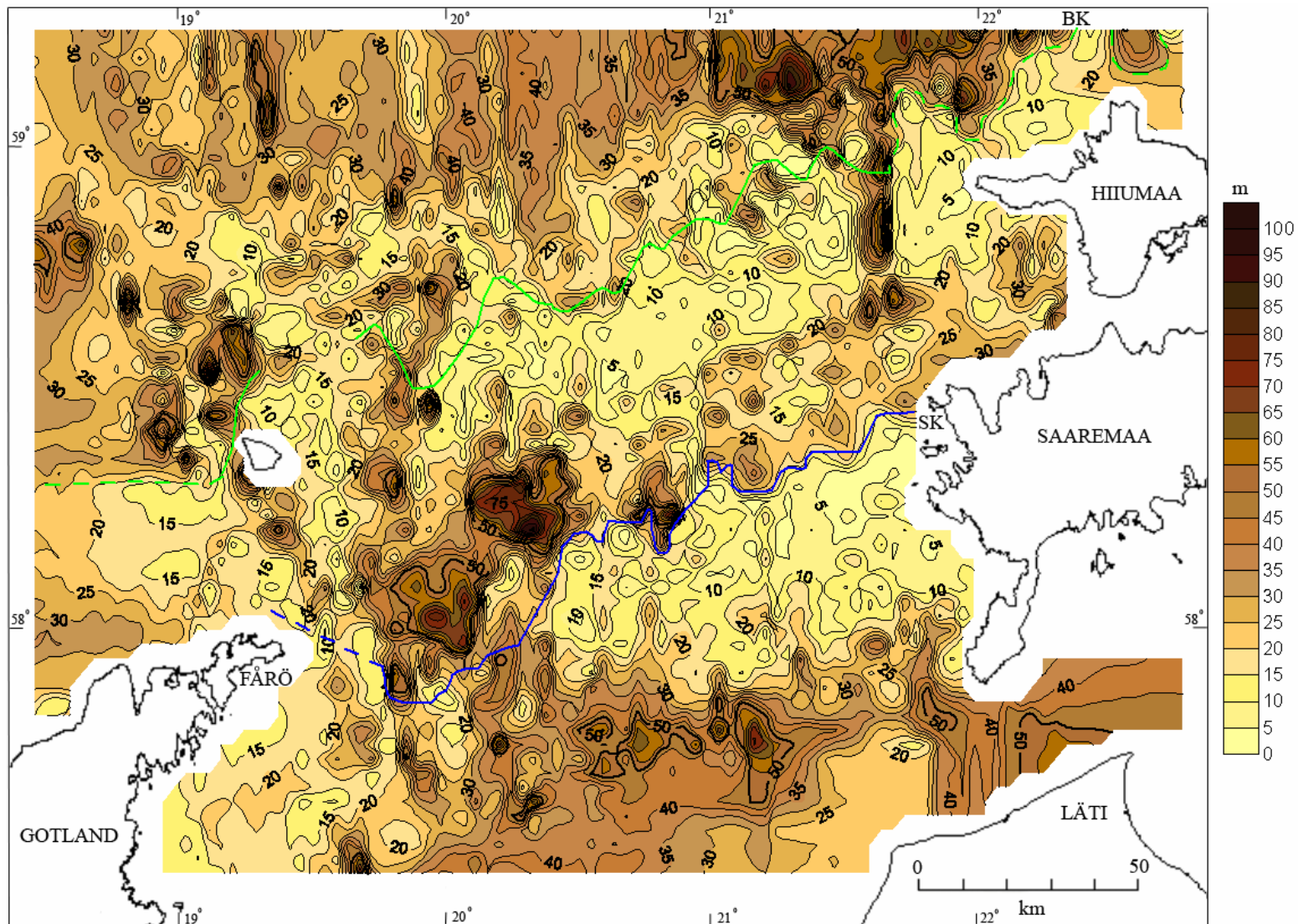
Joonis 33. Kvaternaari setete paksuste iseloomustava kaardi suurendatud keskosas.

Aluspõhjareljeefi kõrgusmudelil ja kaardil on näha, et eespool kirjeldatud ligi 100 m paksusega Kvaternaarse setete kõrgendik on moodustunud Balti klindist kaugele välja ulatuva klindineemiku taha, Ordoviitsiumi platoole, kusjuures mõlemalt poolt neemikut kulgevad Balti klinti lõikunud eksaratsioonilised orundid (Joonised 17, 18 ja 21 (orundid 6 ja 7)). Lähtuvalt just sellisest morfostruktuursest taustast ja eeldades, et need aluspõhjalised orundid olid liustikualuste survealiste sulavete väljavoolu kanaliteks, on seda võimast positiivset pinnavormi interpreteeritud kui liustiku servamoodustise vööndis kujunenud glatsiofluviaalset uhtekoonust (Noormets & Flodén, 2002). Tuleb aga täheldada, et selle silmatorkavalt suure ja ebaregulaarse pinnavormi paiknemine aluspõhjareljeefiliste orundite ja neis paiknevate oletatavate ooside pikendusel ei ole ei kõrgusmudelil ega aluspõhjareljeefi kaardil nii üheselt selge. Pigem jääb see kõrgendik lahknevate liustikukeelte vahelisele, orundite vahelisele veidike kõrgemale platoolaadsele alale, kus sellise suure liustike sulavetest kantud setete kuhjevormi moodustamine on küsitav. Ses mõttes meenutab selline suur, Kvaternaari setenditest moodustunud eraldiseisev kõrgendik paljusid maismaal esinevaid isoleeritud saarkõrgendikke, mis samuti formeerusid aluspõhjareljeefi ebataasustest tingitud lahknevate liustikukeelte vahelisele alale (Karukäpp, 2004).

#### ***Kvaternaari setete paksusi iseloomustav kaart ja selle analüüs***

Ilmestamaks eespool esitatud aluspõhja ja tänapäevaste reljeefide võrdlust ning esimese nivelleeritust katvate Kvaternaari setete poolt, on töösse lisatud ka Kvaternaari setete paksusi iseloomustav kaart (Joonis 34). Kaardilt on selgelt näha, et paksemad Kvaternaari setete esinemiskohad kattuvad üldiselt aladega, kus aluspõhjareljeef on madalam ja enam liigestatud; ehk aluspõhjareljeef on mänginud otsustavat rolli erinevat tüüpi Kvaternaari setete, ennekõike aga liustikuliste setete levikul ja kuhjumisel.

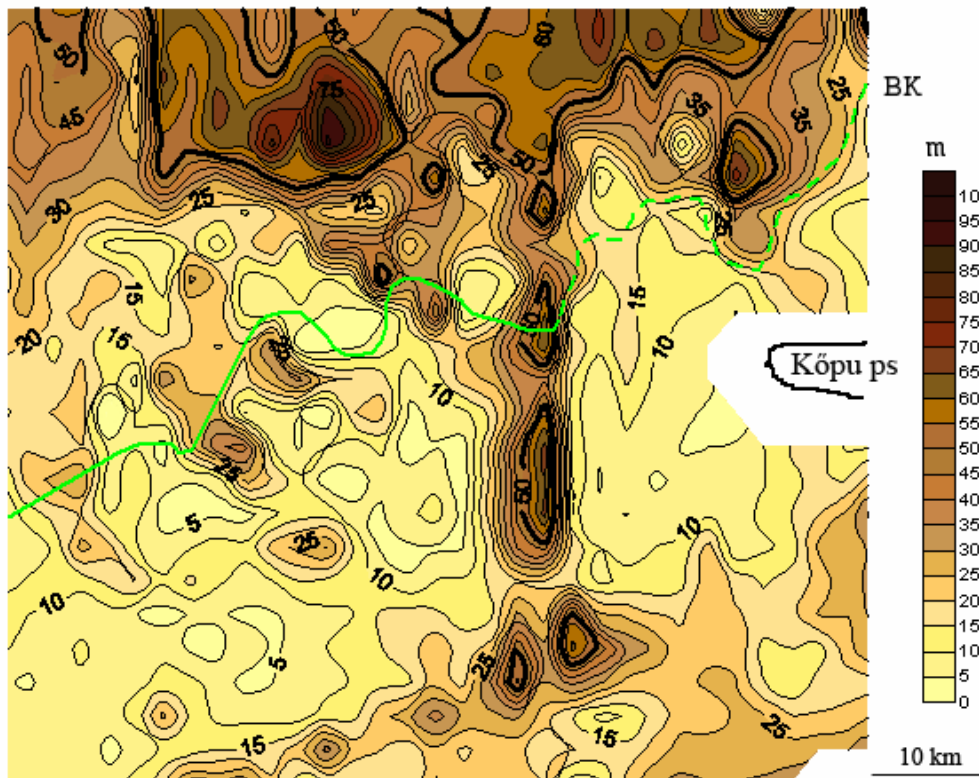
Kvaternaari setete paksused kõiguvad uuritava alal märkimisväärselt, ulatudes setetest katmata kohtadest vahetult klindi ülaserava läheduses kuni sajakonna meetrini sügavamates orundites ja eespool kirjeldatud kuhjevormis. Kvaternaari setete paksuste varieeruvust põhjalõunasuunalisel profiilil sõltuvalt kuestalaadse reljeefi põhiplaani iseloomustab ilmekalt 9205 profiil (vt Joonis 4).



Joonis 34. Kvaternaari setete paksusi iseloomustav kaart. BK – Balti klint, SK – Siluri klint.

### Balti klindi esine ala

Kvaternaari setete 30 m keskmise paksuse foonil Balti klindi ees eristuvad selgelt paksenenud setetega nõod ja orundid ning ulatuslikum ala Hiiumaast loodesse (Joonised 34 ja 35). Viimase piires tulevad omakorda esile kontsentriiline, kuni 95 m paksuse settekompleksiga nõgu Kõpu poolsaarest 40 km kirdesse ja sügavale Ordoviitsiumi platoo sisse tungiv orund, mida täitvate Kvaternaari setete paksuseks klindi ees on kuni 60 m. Kolmas suurema paksusega Kvaternaari setendite orund kristalliinikumi avamusel jääb Gotska Sandönist umbes 80 km põhja, kus seda täitvate setendite paksus on üle 65 m (Joonis 35). Landsorti süvikus on Kvaternaari setete paksus suhteliselt väike, ulatudes 65 meetrini.

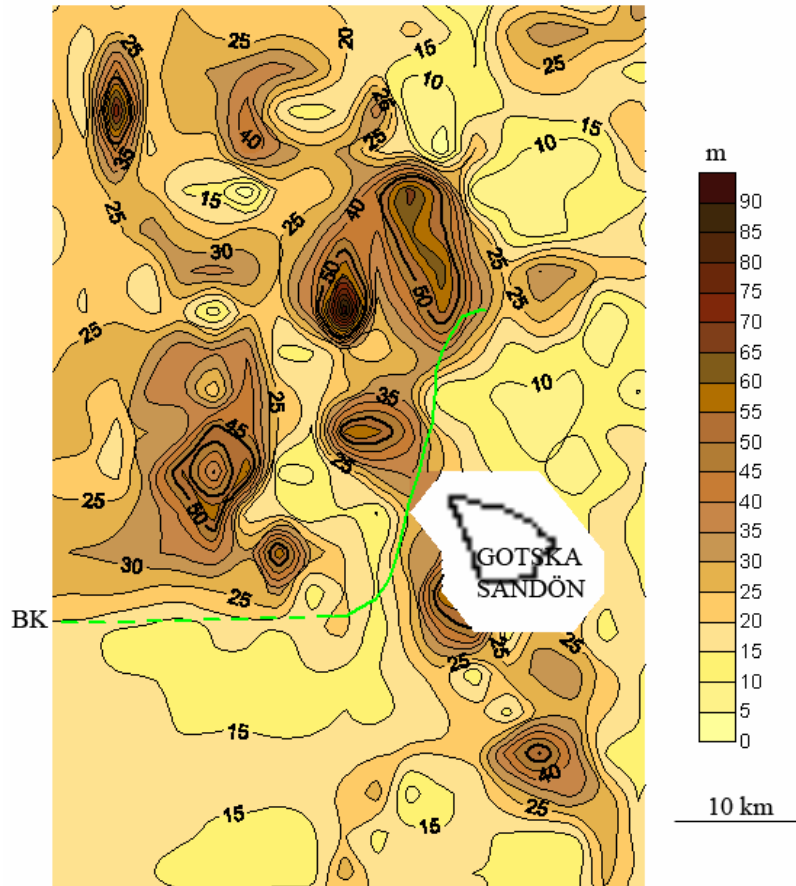


Joonis 35. Kvaternaari setete paksusi iseloomustava kaardi suurendatud kirdeosa. BK – Balti klint.

Lokaalseid, enamasti välja venitatud ellipsilaadse kujuga, kuni 85 m paksusi Kvaternaari setete paksendeid, läbimõõduga 4-8 km, esineb arvukalt Gotska Sandöni saarest vahetult itta ja loodesse (Joonis 36). Laiemas plaanis tuleb aga selgelt esile, et need paksendid moodustavad pelgalt ühe osa, õigemini loodepoolse otsa, pikemast, 5-7 km laiusest paksenenud Kvaternaari setetega vööndist. Kulgedes kagusuunas paindub see Gotska



Sandönist kirdest algav vöönd esmalt ümber saare, suundudes edasi merealuse joonelise vööndina Fårö kirderanniku lähedalt mööda, kaugemal lõunas asuvale Siluri platoole (Joonis 34). Kogu vööndi ulatuses esinevad ahelikuna just sellised üksteisest isoleeritud paksenenud Kvaternaari setetega ovaalsed või ellipsilaadsed paksendid.



Joonis 36. Väljavõte Kvaternaari setete paksusi iseloomustavast kaardist Gotska Sandöni ümbruses. BK – Balti klint, katkendjoon – oletatav klindijoon.

Balti klindi vahetus läheduses, Kambriumi kivimite avamusel, on Kvaternaari setete paksus üldiselt väiksem, kõikudes vahemikus 5 kuni 35 meetri (Joonis 34). Kvaternaari setete paksust Balti klindi eelsel Kambriumi avamusel Läänemeres on seismilistel profiilidel kirjeldanud M. Troon (2001), kes märgib, et suuremad Kvaternaari setete paksused on seotud just vahetult klindi peaastangu eelse alaga kõikudes seal 14-48 m piires.

### **Ordoviitsiumi platoo**

Läänemere aluste „alvarite“ ala võib tinglikult välja eraldada Ordoviitsiumi klindi peaastangu vahetul serval ja selle läheduses, kus Kvaternaari pinnakate on sagedasti olematu (Troon, 2001). Ordoviitsiumi platoo enese piires kõiguvad Kvaternaari setete paksused valdavalt 5-15 m piires. Laiemas laastus järgib Kvaternaari setete paksuste jaotus platool aluspõhjareljeefi üldist sügavuste jaotust ja eespoolt toodud liigestust. Selgelt eristuvad väikseima paksustega idapoolne ala (~10 m) Ordoviitsiumi platoo lael vahetult Hiiumaast edelasse ja veidike paksema settekompleksiga läänepoolne ala (~15-20 m). Läänepoolsel alal, kus aluspõhjareljeef on tunduvalt sügavam, tuleb aga selgelt esile Kvaternaari setete paksuste märgatavalt suurem varieeruvus ning isoleeritud Kvaternaarsete settepaksendite olemasolu eksaratsioonist madaldatud aladel (Joonis 34). Kuid nii ida- kui ka lääneosa piires eristub omakorda selgelt paksenenud Kvaternaari setetega ala Ordoviitsiumi platoo lõunaservas, Siluri klindi ees (Joonis 34).

Suurimad Kvaternaari setete paksused esinevad Ordoviitsiumi platoosse lõikunud mattunud orgudes ja klindi lahtedes. Üks selline mattunud orule sarnane vaond aluspõhjareljeefis paikneb Hiiumaast ~20 km läänes, mida täitvate Kvaternaari setete paksus ulatub 65 m (Joonis 17, 18 (number 2) ja 34). Sellest vahetult loodesse jäävates klindilahtedes küündib neid täitvate Kvaternaari setete paksus 50 m. Selgelt paksenenud Kvaternaari setetega 5-7 km laiune riba, mis algab juba kaugelt Balti klindi eest, jõuab Ordoviitsiumi platoole Gotska Sandönist 30-35 km kirdes (Joonis 34). Selle kergelt kirde-edelasuunalise ja aluspõhjareljeefi vaondisse (Joonised 18 ja 21, orund 6) kujunenud settepaksendi kogupikkuseks on selgelt >60 km. Edasi jätkub see riba aga lõunasse piki Fårö süviku läänenõlva Siluri platoole. Siin ei avaldu selle otsene seotus aga aluspõhjalise vaondiga ning märkimist väärrib, et Siluri platool jookseb see lähestikku ja paralleelselt eelpool kirjeldatud Gotska Sandön – Fårö – Siluri platoo joonel kulgeva vööndiga (Joonis 34).

Nii nagu Gotska Sandön – Fårö joonel kulgevas vööndiski esinevad ka selle, paksenenud Kvaternaari setetega riba piires vööndi kulgemissuunas väljavenitatud, kontsentrilised Kvaternaari setete paksendid, milles Kvaternaari setete paksus Ordoviitsiumi platool küünib enam kui 60 m-ni. Sellised väljavenitatud, selgelt orienteeritud paksenenud liustikusetete moodustised meenutavad väliskujult oose, mille olemasolu on Gotska Sandönist ida poole täheldanud ka R. Noormets ja T. Flodén (2002).

Äsja kirjeldatud ilmingud esinevad arvukalt ning lineaarsete ahelikena ka Kvaternaari setete paksusi iseloomustaval kaardil Ordoviitsiumi platoo lõunaosas. Kuid erinevalt submeridionaalsest orienteeritusest on märkimisväärne, et siin on need paksendid koondunud kahele, ligikaudu kirde-edelasuunalisele joonele (Joonis 34). Neist põhjapoolsem ühtib üldjoontes alaga, kus Ordoviitsiumi platoo tasasem ning aluspõhjareljeefis madalam lae osa hakkab selgelt sügavnema (murdub) Siluri klindi suunas (Joonised 17 ja 34). Kaugemal läänes kulgeb see vöönd üle Fårö süviku põhjaosa, ristudes eelpool kirjeldatud samalaadsete, kuid loode-kagu ning kirde-edela suunas kulgevate vöönditega Gotska Sandönist idas ja läänes (Joonis 34). Lõunapoolsem kontsentriilselt paksenevate Kvaternaarse setete paksendite rida paikneb eelnevast kümnekonna kilomeetri jagu lõunas, on vähem selgem ja jookseb läänepool kinni Fårö süvikusse. Tuleb märkida, et siinsetes paksendites on suhteliste paksuste muutus üldisest foonist 10-15 m võrra väiksem võrreldes eespool kirjeldatud analoogsete submeridionaalsete paksenditega Gotska Sandöni ümbruses (Joonis 34).

Piltlikult võib samasuunalist settepaksendite joonelist rida jälgida ka vahetult Siluri klindi ees, kus sellised alad on selgelt kontsentreerunud klinti lõikunud klindilahtedesse (Joonis 34). Nii et viimasel juhul on selliste, kirde-loodesuunaliselt ahelikuna ühele joonele koonduvate Kvaternaari setendite paksendite sõltuvus vanemast kuestareljeefi elemendist – Siluri klindist – ilmne. Samuti ei ole kahtlust, et paksenenud Kvaternaari setetega alad ning selles omakorda esile tulevad nn kontsentriilsed paksendid ise on moodustunud risti üle klindiastangu liikunud liustike tegevuse tulemusena. Kui palju selliste settepaksendite teke ja lokaliseerumine joonelistesse ahelikesse on tingitud aluspõhjalistest reljeefi ebataasustest (isoleeritud orundid, vaondid, reljeefi kallakuse langus, Ordoviitsiumi platoo „murdenõlv“), mis kaheldamatult mõjutasid liustike dünaamikat ja settimisprotsesse, vajab veel edaspidist uurimist ja analüüsi.

Nii nagu Balti klindi puhul, on ka kõikides Siluri klindi klindilahtedes Kvaternaari setete paksused selgelt suurenenud ümbritseva alaga võrreldes (Joonis 34). Kui kahe esimese Siluri klindilahe piires ulatuvad paksused vastavalt 30 m ja 40 m, siis ülekaalukalt suurimad paksused, ligikaudu 80 m, esinevad Saaremaa poolt kolmandas klindilahes (Joonis 34). Fårö süvikus ulatub Kvaternaari setete paksus samuti ligi 80 m (Joonis 34). Ordoviitsiumi platoole jäävaks kõige märkimisväärsemaks Kvaternaari setete paksendiks on aga eelpool kirjeldatud

ligi 100 m paksune kuhjevorm vahetult Fårö süvikust kirdesse, millel ühtedest vähestest puudub selge seos mõne aluspõhjalise reljeefivormiga.

### **Siluri platoo**

Nii nagu Balti klindi puhul (Troon, 2001), on ka Siluri klindi juures hästisäilinud klindilõikudes peastangu lael ja selle vahetus ümbruses Kvaternaari setete paksus sagedasti olematu (Joonis 34). Eksaratsioonist räsitud klindilõikudes võib see aga klindi vahetus läheduses küündida kuni 20 m. Siluri platoo keskosas võib Kvaternaari setete paksuste jaotuses jälgida teatavat kooskõla aluspõhjareljeefi üldliigestusega. Kuid erinevalt aluspõhja reljeefist, mis näitab selget sügavnemise tendentsi nii Saaremaalt kui ka Gotlandilt eksaratsiooniliselt süvendatud ala suunas Läänemere keskel, on Kvaternaari setete paksused küllaltki väljapeetud nii ida kui ka lääne pool seda ala, ilma selge paksenemise tendentsita Läänemere keskosa suunas. Saaremaapoolsel lõigul jäävad Kvaternaari setete paksused valdavalt 10-20 m piirsesse, olles ka Gotlandi poolsel alal umbes samas suurusjärgus (Joonis 34). Eksaratsiooniliselt madaldatud alal Läänemere keskosas on aga Kvaternaari setete paksus selgelt suurem ulatudes Fårö süviku pikendusel maksimaalselt 55 meetrini.

Selgem kooskõla ilmneb Siluri platool aluspõhjareljeefi lõunasuunalise madaldumise ja samasuunalise Kvaternaari setete paksuste suurenemise vahel. Kaardilehel on see seos ilmselge Saaremaa poolsel lõigul, kus platoo lael esinev 10-20 m paksune Kvaternaari setendite kompleks түseneb üksikutes Devoni avamuse ees asetsevates isoleeritud süvendites kuni 75 m (Joonis 34). Läänemere keskel, kus ka Siluri platoo laeala on eksaratsiooniliselt madaldatud ja Kvaternaari setete paksused on juba algselt niigi suuremad kui Saaremaapoolsel lõigul, selget lõuna suunas paksuste suurenemist meie poolt uuritava alal ei ilmne. Küll võib aga lõunapoolsel alal märgata setete paksuste väiksemat varieeruvust võrreldes Siluri platoo laega. See on aga otseselt tingitud aluspõhjareljeefist, kuna Siluri platoo lael on ka see tunduvalt rohkem liigestatud (Joonis 34).

## Järeldused ja kokkuvõte

Käesolevast tööst võib teha järgmisi olulisemaid järeldusi:

- Läänemere aluses aluspõhjareljeefis Saaremaa-Hiiumaa ja Gotska Sandöni ning Gotlandi vahel tulevad selgelt esile kaks erineva vanuse ja orienteeritusega reljeefi elementide süsteemi – vanem kuestareljeefist põhiplaan, milles vahelduvad kirde-edelasuunalise orientatsiooniga platood ja astangud ning noorem submeridionaalse orientatsiooniga, põhiliselt liustikulis-eksaratsiooniline reljeef.
- Aluspõhjareljeefis on selgelt märgata lisaks kuestareljeefsele põhiplaanile, kus toimub reljeefi madaldumine platoode laelt astangute suunas, ka selle üldist madaldumist Saaremaast Gotlandi suunas, mis järgib nii maismaal kui ka kogu selles Läänemere regioonis esiletulevat tendentsi. Mere all tuleb reljeefi üldise madaldumise tendentsi foonil selgelt esile eksaratsiooniliselt enam kulutatud lääne- ja vähem kulutatud idaosa.
- Enam liigestatud ja suurima absoluutse sügavusega aluspõhjareljeefi alad asuvad selgelt Pleistotseeni liustikekeelte liikumisteedel ja sellisteks aladeks on piirkond u 20-30 km Hiiumaast loodesse/läände, selged laiad eksaratsioonilised orundid uuritava ala lääneosas Gotska Sandöni, Fårö ja Gotlandi kirdeosa rannikute lähedal.
- Gotlandi ja Saaremaa vahelise Siluri klindi kompleksi laius kõigub vahemikus 0,5-10,9 km, nii selle laius ja morfoloogia on selges sõltuvuses Pleistotseeni liustike liikumisteedest. Sellest tulenevalt eristuvad merealuse Siluri klindi puhul viis klindilahte (max pikkus 25 km ja laius 10 km) ja nende vahele jäävat neemikut.
- Klindikompleksi stratigraafiline ulatus on varieeruv; selle jalamiosa algab tavaliselt Raikküla ja Adavere lademetel, harvem Ordoviitsiumi ja Siluri piirilt. Siluri klindi peaaastangu ülaserv langeb tavaliselt kokku Vilsandi kihtide alumise piiri, harvem Vilsandi kihtide ülemise piiriga või kõrgemalt.
- Stratigraafilisele ulatusele ning morfoloogiale tuginedes võib merealuse Siluri klindi jaotada säilimisastmelt selgelt kolmeks – hästi, keskmiselt ja halvasti säilinud klindilõigud, mis omakorda korreleeruvad otseselt liustikulis-eksaratsiooniliste orundite asukohtadega.
- Hästi säilinud klindilõigud jäävad eranditult eksaratsioonist vähemkulutatud uuritava ala idaossa, neil on suur stratigraafiline ulatus (klindi ülaserv jääb Vilsandi kihtide

- alumisest piirist kõrgemale), Siluri klindi kompleksi laius on väike (keskmiselt 4,8 km) ja suhteline kõrguse muutus suurim (keskmiselt 94 m). Peaastangu osa eristub selgelt jalami osast, kujutades enamasti kümnete meetritena vertikaalselt langevat seinat.
- Keskmiselt säilinud klindilõigud jäävad samuti enamasti alla idaossa. Klindikompleksi keskmine kogulaius ulatub 6,2 km-ni, suhtelise kõrguse muutus 80,5 m. Stratigraafiliselt ulatub peaaastangu ülaseriv sageli Vilsandi kihtide alumise piirini. Peaastang, erinevalt hästi säilinud lõikudest, ei eristu nii selgelt klindikompleksi jalami osast, selle kõrgus on väiksem ning vertikaalsete lõikude osakaal astangus selgelt väiksem.
  - Halvasti või puuduva Siluri klindi astanguga lõigud jäävad eranditult eksaratsiooni poolt enim ümberkujundatud uuritava ala lääneossa, Fårö süviku piirkonda.
  - Hästi-, harvem ka keskmiselt säilinud klindilõikude puhul esineb osadel profiilidel Siluri klindi peaastangu taga orundilaadne nõgu, mille laius kõigub 2-10 km ning sügavus kuni 35 m, orundi taga lõunaservas paikneb järgmine astang, mille kõrgus võib küünida kuni 34 m-ni. Klindikompleksi säilivuse, stratigraafilise ulatuse ning vähese või olematu eksaratsiooni tõttu neis klindilõikudes võib oletada, et liustiku kulutuslik osa selle orundi tekkes on väga väike – tegu võib olla liustikueelse reljeefi jäänukiga.
  - Tänapäevane reljeef peegeldab lisaks morfostruktuursele põhiplaani ja suurematele aluspõhjareljeefi pinnavormidele arvukalt ka väiksemaid aluspõhjareljeefilisi pinnavorme. Samas tuleb selgelt esile pudedate Kvaternaari setete nivelleeriv osa aluspõhjas esinevate negatiivsete pinnavormide (orundid, nõod, vaondid jmt) täitmisel ja positiivsete pinnavormide nõlvade silumisel, mistõttu teravad ja kontrastsed aluspõhjareljeefi vormid saavad tasandatuma üldilme.
  - Ainsaks aluspõhjareljeefist sõltumatuks positiivseks pinnavormiks on Fårö süvikust kirdesse jääv ligi 100 m kõrgendik, mida on varem interpreteeritud kui liustikualuste aluspõhjaliste orundite pikendusel paiknevat glatsiofluviaalsete setete uhtekoonust. Selle pinnavormi paiknemine liustikualuste aluspõhjareljeefi orundite pikendusel ei ole üheselt nii selge ja rohkem tundub, et pinnavorm jääb lahknevate liustikueelte

vahelisele kõrgemale platoolaadsele alale, meenutades seetõttu maismaal esinevaid isoleeritud saarkõrgendikke.

- Kvaternaarisetete paksused järgivad aluspõhjareljeefi üldplaani, peegeldades nii kuestareljeefi elemente ning väga selgelt ka Pleistotseeni liustike liikumisteid. Nii tulevad selgelt esile suuremad Kvaternaari setete paksused klindiasangute eelsetel sügavamatel aladel ning väikesed paksused lubjakivi platoode lagedel. Selle foonil eralduvad selgelt suurimad paksused aktiivselt kulutatud Pleistotseeniliustike orundites ja nõgudes.
- Kvaternaarisetete paksuste kaardil tulevad esile korrapäraste jooneliste vöönditena paiknevad kontsentrilised paksendid – mis suuremal või vähemal määral tunduvad olevat seotud Pleistotseeniliustike liikumisteedega.
- Aktiivse mere murrutusvööndis oleva Kesse panga suurimaks kõrguseks merepinnast (Kroonlinna nulli suhtes) on 9,8 m. Panga keskosas võib täheldada pangaastangu taandumist maismaa suunas meremurrutuse tagajärjel.

## Tänuavaldused

Ennekõike tänan oma juhendajat Igor Tuulingut, kelle abita poleks seda tööd olemas. Suured tänud ka Tiit Hangule kasulike näpunäidete ja nõuannete eest ja kelle abita tuleks Kesse panga kõrgustest rääkimisel tugineda ikka veel eelmise sajandi vanadele andmetele. Veel tänan Mare Isakari, kellelt sain vajalikku informatsiooni Eesti mandriosa erosiooniliste jäänukite kohta. Aitäh ka töökaaslastele Ain ja Anne Põldverele ning Rein Grünbergile, ennekõike nende mõistva suhtumise ning nõu ja abi eest mõningate sisuliste probleemide käsitlemisel ja arutamisel. Suured tänud ka töökaaslasele Ranek Rohtlale heade nõuannete eest mõningate tarkvarapakettide (MicroStation V8) kasutamisel ning mõningate jooniste koostamisel. Suurimad tänud mu elukaaslasele Andres Arivale, ennekõike tema kannatlikkuse, igakülgse toe ja abi eest kogu selle töö kirjutamise kestel ning samuti abi ning kasulike näpunäidete eest erinevate tarkvarapakettide kasutamisel ning jooniste tegemisel. Tänan ka Lilian Arivat, kes luges ja toimetab mu tööd, et see ikka korralikus eesti keeles oleks. Veel tänan oma perekonda ning sõpru, kes olid mulle toeks samuti kogu töö kirjutamise ajal.

## Kasutatud kirjandus

Aaloe, A. 1956. Jaagarahu lademe rififaatsiesed Eesti Siluri läbilõikes. Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi uurimused 1, 89-94. (vene k)

Aaloe, A. 1958. Jaagarahu lademe pangad. Eesti Loodus 1, 14-18.

Aaloe, A. & Miidel, A. 1967. Eesti pangad ja joad. Tallinn, Eesti Raamat, 1-72.

Amantov, A. 1995. Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its impact for the Baltic area. Proceedings of the third Marine Geological Conference, „The Baltic“. Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego 149, 47-56.

Amantov, A., Spiridonov, M. & Moskalenko, P. 1988. Geology of pre-Quaternary Formations along the margin of the Baltic Shield as an indicator of the evolution of the Gulf of Finland up to the most recent stage. Geol. Surv. Finland. Special Paper, N6, 87-93.

Bassett, M. G., Kaljo, D. & Teller, R. 1989. The Baltic region. In *A global standard for the Silurian System* (Holland, C. H. & Bassett, M. G., eds.), pp. 158-170. Nat. Mus. Wales, Geol. Ser. 9.

Bjerkéus, M. 2001. The Lower and Middle Devonian of the south-eastern Baltic Sea. GFF 123, 97-105.

Büchting, E. 1918. Die Bodenformen der Ostsee. Inaug.-Diss., Jena. Weida in Thüringen.

Doss, B. 1913. Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Koksär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. Zbl. Miner. 19, 601-610.

Eichwald, E. 1850. Venemaa paleontoloogia. Uus periood. St. Peterburg, 1-248. (vene k)

Einasto, R. 1986. Perikontinentaalse Siluri basseini peamised arenguetapid ja fatsiaalne mudel Ida-Baltikumis. Rmt: *Ökostratigraafia teooria ja praktika* (Kaljo, D. & Klaamann, E., toim). Valgus, Tallinn, 37-54. (vene k, inglise keelse resümeega)

Einasto, R. 1995. „Liivi keele” omapärasest Baltika arenguloos. Rmt: *Liivimaa geoloogia* (Meidla, T., Jõelet, A., Kalm, V. & Kirs, J., toim). Tartu Ülikool Eesti Geoloogia Selts, Tartu, 23-32.

Flodén, T. 1980. Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. Stockholm Contributions in Geology 35, 1-240.



Flodén, T. 1981. Current geophysical methods and data processing techniques for marine geological research in Sweden. *Stockholm Contributions in Geology* 37 (5), 49-66.

Flodén, T. & Brännström, B. 1965. En thumperprofil genom Landsortsdjupet. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, 87, 337-346.

Flodén, T., Puura, V., Söderber, P., Tuuling, I. & Suuroja, K. 1994. The Ordovician-Silurian transition beds in the seafloor between Gotland and Hiiumaa islands, Baltic Proper. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences* 43 (1), 1-17.

Flodén, T., Bjerkéus, M., Tuuling, I. & Eriksson, M. 2001. A reefal succession in the Gotland area, Baltic Sea. *GFF*, 123, 137-152

Fromm, E. 1943. Havsbottens morfologi utanför södra skärgård. *Geografiska Annaler*, 3-4, 137-169.

Gelumbauskaitė, Z. 1995. Bottom Relief and Genesis of the Gotland Depression. *Baltica*, Vol. 9, 65-75.

Giere, W. 1932. Morphologie der estländischen Nordküste. *Königsberg, Reihe Geographie* 6, 1-119.

Giere, W. 1938. Die Entstehung der Ostsee. *Schriften der Albertus-Universität. Naturwissenschaftliche Reihe. Bd I. Königsberg/Berlin (gedr. Tilsit).*

Grahn, Y. 1995. Lower Silurian Chitinozoa and biostratigraphy of subsurface Gotland. *GFF* vol 117, 57-65.

Grewingk, C. 1861. *Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Arch. Naturk. Liv-, Est-u. Kurl. Ser. 1, 2, 479-776.*

Grigelis, A. (toim), 1991. *Läänemere geoloogia ja geomorfoloogia. Leningrad, Nedra, 1-420. (vene k)*

Grigelis, A., Efimov, A., Kovalenko, F., Malkov, B., Kharin, G. & Janovskij, A. 1991. Devon. Rmt: *Läänemere geoloogia ja geomorfoloogia (Grigelis, A., toim). Leningrad, Nedra, 168-191. (vene k)*

Hede, J. E. 1960. The Silurian of Gotland. In *The Lower Paleozoic of Scania. The Silurian of Gotland* (Regnéll, G. & Hede, J. E., eds.), pp. 44-89. *International Geological Congress XXI Session Norden 1960. Guide to excursions nos A22 & C17, Stockholm.*

Jaanusson, V. 1979. Stratigraphical and environmental background. In *Lower Wenlock faunal and floral dynamics – Vattenfallet section, Gotland* (Jaanusson, V., Laufeld, S. & Skoglund, R., eds.), pp. 11-38. Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C no. 762.

Jentzsch, A. 1914. Die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. Z. Dtsch. Geol. Ges. Monatsber. 8/11, 371-378.

Jeppsson, L. 1997. The anatomy of the mid-early Silurian Ireviken Event and a scenario for P-S events. In *Paleontological Events. Stratigraphic, Ecological, and Evolutionary Implications* (Brett, C.E. & Baird, G. C., eds.), pp. 451-492. Columbia Univ. Press, New York.

Jeppsson, L., Viira, V. & Männik, P. 1994. Silurian conodont-based correlations between Gotland (Sweden) and Saaremaa (Estonia). *Geological Magazine* 131, 201-218.

Jürgenson, E. & Nestor, V. 1990. Pulli cliff. In *Field meeting Estonia 1990* (Kaljo, D. & Nestor, H., eds.), pp. 159-160. Estonian Academy of Sciences, Tallinn.

Karukäpp, R. 2004. Late-Glacial ice streams of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet and the asymmetry of its landform. *Baltica*, Vol. 17(1), Vilnius, 41-48.

Klaamann, E. 1977. Visby Vattenfalleni profiili (Gotland) korrelatsioon Põhja-Saaremaa (Eesti) klindiga korallide alusel. *Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR, Chemistry, Geology* 26, 33-7. (vene k)

Klaamann, E. 1982. Tabulaadi kooslused (Hilis Wenlocki ja Lodlow, Gotland). Rmt: *Baltikumi Siluri kooslused ja biotsoonid* (Kaljo, D. & Klaamann, E., toim). Academy of Sciences of the Estonian SSR, Institute of Geology, 35-52. (vene k)

Klaamann, E. 1986. Tabulaadi kooslused ja biotsoonid Läänemere idaosa Siluris. Rmt: *Ökostratigraafia teooria ja praktika* (Kaljo, D. & Klaamann, E., toim). Academic of Sciences of the Estonian SSR, Institute of Geology, 80-98. (vene k, inglise keelse resümeega)

Kleesment, A. & Mark-Kurik, E., 1997. Middel Devonian. In *Geology and Mineral resources of Estonia* (Raukas, A. & Teedumäe, A., eds.), pp. 112-121. Institute of Geology, Tallinn.

Kraus, E. 1928. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Berlin, Ostbaltikum II, 1-142.

Kumpas, M. 1977. A Devonian Submarine Clint SE of Gotland, Central Baltic. *Stockholm Contributions in Geology*, Vol XXXI:2, Stockholm, 81-94.

Künnapuu, S. 1958. Põhja-Eesti klindi kujunemisest. Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1958. ENSV TA. Tallinn, 41-47.

Leito, T. & Märss, T. 2003. Saaremaa pangad. Saaremaa Keskkonnateenistus, 1-31.

Luha, A. 1930. Kesselaid. "Loodusvaatleja", I aastakäik, nr 6, 169-174.

Luha, A. 1940. Kesselaid. "Loodusvaatleja" II, 214-220.

Lutt, J. & Raukas, A. (toim), 1993. Eesti šelfi geoloogia. Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 1-178.

Mardiste, H. 2002. Üldandmed. Rmt: *Saaremaa I Loodus Aeg Inimene* (Kään, H., Mardiste, H., Nelis, R. & Pesti O., toim). Eesti Entsüklopeediakirjastus, Tallinn, 13-19.

Martinsson, A. 1958. The submarine topography of the Baltic Cambro – Silurian area. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. 38, N1, 11-35.

Martinsson, A. 1967. The succession and correlation of ostracode faunas in the Silurian of Gotland. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar 89, 350-386.

Martinsson, A. 1968. The Ordovician-Silurian hiatus below Gotland. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar 90, 561-563.

Menaker, B. 1940. Balti klindi geneesist. Üleliidulise Geograafia Ühingu Toimetised 72/2. (vene k)

Miidel, A. 1992. Balti klindi päritolu. Eesti Loodus, 77-81.

Možajev, B. N. 1973. Vene lava loodeosa tektoonika. Nedra, Leningrad, 1-123. (vene k)

Männil, R. 1990. Paramaja cliff. In *Field meeting Estonia 1990* (Kaljo, D. & Nestor, H., eds.), pp. 160-161. Estonian Academy of Sciences, Tallinn.

Nestor, H. 1990. Basin development and facies models. In *Field meeting Estonia 1990* (Kaljo, D. & Nestor, H., eds.), pp. 33-36. Estonian Academy of Sciences, Tallinn.

Nestor, H. 1995. Ordovician and Silurian reefs in the Baltic area. Serv. Geol. Lux., XXIX, 1995. Proc. 2nd. Europ. Regional Meeting, ISRS. 39-47.

Nestor, H. & Einasto, R. 1977. Paleobalti Siluri perikontinentaalse basseini fatsiaal-sedimentoloogiline mudel. Rmt: *Balti Siluri faatsiesed ja fauna* (Kaljo, D., koost). Tallinn, 89-121. (vene k, eesti ja inglise keelse resümeeaga)

Nestor, H. & Einasto, R. 1997. Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. In *Geology and Mineral resources of Estonia* (Raukas, A. & Teedumäe, A., eds.), pp. 192-204. Institute of Geology, Tallinn.

Nestor, H. & Nestor, V. 2002. Upper Llandovery to middle Wenlock (Silurian) lithostratigraphy and chitinozoan biostratigraphy in southwestern Estonia and northernmost Latvia. *Estonian Acad. Sci. Geol.*, 51, 2. 67-87.

Nestor, H., Einasto, R., Männik, P. & Nestor, V. 2003. Correlation of lower-middle Llandovery section in central and southern Estonia and sedimentation cycles of lime muds. *Estonian Acad. Sci. Geol.*, 52, 1. 3-27.

Nestor, V. 1982. Correlation of the East Baltic and Gotland Silurian by chitinozoans. In *Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian* (Kaljo, D. & Klaamann, E., eds.), pp. 89-96. Tallinn.

Nestor, V. 1997. Reflection of Wenlock oceanic episodes and events on the chitinozoan succession of Estonia. *Estonian Acad. Sci. Geol.*, 46, 3, 119-126.

Nestor, V., Einasto, R. & Loydell, D. K. 2002. Chitinozoan biostratigraphy and litological characteristics of the Lower and Upper Visby boundary beds in the Ireviken 3 section, Northwest Gotland. *Estonian Acad. Sci. Geol.*, 51, 4. 215-226.

Neuman, B. & Kershaw, S. 1991. Pre – Symposium excursion A1 Gotland/Sweden – Silurian Reefs and Coral Bearing Strata. International Association for the Study of Fossil Cnidaria and Porifera. Bergen. 1-111.

Noormets, R. 2001. Glacial deposits, sedimentary environments and ice sheet dynamics in the northern Baltic Sea and Lake Peipsi during the Late Weichselin. Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi, No. 312, Thesis. Stockholm.

Noormets, R. & Flodén, T. 2002. Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during the last deglaciation. *Boreas*, Vol. 31, 362-377.

Orviku, K. 1958. Põhja-Eesti paekallas. Artiklite kogu. Eluta looduse kaitse. Loodusuurijate Selts Eesti NSV Teadusete Akadeemia juures. Abiks loodusvaatlejale nr 37. Tartu, 75-81.

Orviku, K. 1974. Eesti mererannavöönd. Tallinn, 1-112. (vene k, eesti ja inglise keelse resümeega)

Ovrem, I., Weltje, G. J., Bishop-Kay, C. & Kroonenberg, S. 2001. The late Cenozoic Eridanos delt system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? *Basin Research* 13, 293-312.

Perens, H. 1996. Üügu-Kessulaiu pangad – geoloogiline võti Siluri ajastust. *Eesti Loodus* 5/6. 180-182.

Puura, V. & Flodén, T. 1997. The Baltic sea drainage basin – a model of Cenozoic morphostructure reflecting the early Precambrian crustal pattern. Cato, I. & Clingberg, F. (eds). *Proceedings of the Fourth Marine Geological Conference – the Baltic, Uppsala 1995*. *Sveriges Geologiska Undersökning* Ca 86, 131-137.

Ramsay, W. 1910. Suomenlahden ja Laatokan syvyskarta. *Suomen Kartasto. Karttalehti* 11.

Raukas, A. & Karukäpp, R. 1979. Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. Rmt: *Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine* (Raukas, A., toim). Eesti Loodusuurijate selts. Valgus, Tallinn, 9-28.

Raukas, A. & Hyvärinen, H. (toim), 1992. Soome lahe geoloogia. Tallinn, 1-422. (vene k, inglise keelse resümeega)

Riding, R. 1981. Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostroms in northern Europe. In *European fossil reef models* (Toomey, D. F., eds.), pp. 41-83. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 30.

Rubel, M. & Einasto, R. 1990. Panga cliff. In *Field meeting Estonia 1990* (Kaljo, D. & Nestor, H., eds.), pp. 163-165. Estonian Academy of Sciences, Tallinn.

Rubel, M., Brazauskas, A., Musteikis, P. & Puura, I. 1991. Wenlocki brahhiopoodide levik Suuriku läbilõikes Eestis. *Estonian Acad. Sci. Geol.*, 40, 2. 69-73. (vene k)

Schmidt, F. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebietes. I. *Mém. Acad. Impér. Sci. St.-Pétersbourg*, VII<sup>e</sup> Série, Tome XXX, No. I. St.-Pétersbourg.

Suuroja, K. 2003. Balti klint loodusmälestisena. Rmt: *Eluta loodusmälestiste uurimine ja kaitse* (Pirrus, E., toim). Eesti Teaduste Akadeemia Looduskaitse Komisjon, Tartu-Tallinn, 19-38.

- Suuroja, K. 2004a. Balti klindi liigestusest. Eesti Geoloogiakeskuse Infoleht 2004/10, 12-13.
- Suuroja, K. 2004b. Põhja Eesti pangad. Ilo, Tallinn, 1-191.
- Suuroja, K. 2005. Põhja-Eesti klint. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 1-220.
- Svidorov, N. I., Litvin, V. M., Gaigalas, A. I. & Repecka, M. 1976. Balti regiooni aluspõhjareljeef. Sovetskaja Geologia 5, 60-69. (vene k)
- Tammekann, A. 1926. Die Oberflächengestaltung des Nord-Estländischen Küstentafellends. – Acta et Comm. Univ. Tartuensis., Ser. A, Bd, IX, N7, 1-152.
- Tammekann, A. 1940. The Baltic Glint. A Geomorphological Study. Part 1. Morphology of Glint. Eesti loodustead. Arh., ser. 1, 11, ¾, 1-103.
- Tavast, E. 1993. Aluspõhja pinnamood. Rmt: *Eesti šelfi geoloogia* (Lutt, J. & Raukas, A., toim). Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 48-53
- Tavast, E. & Amantov, A. 1992. Aluspõhja reljeef. Rmt: *Soome lahe geoloogia* (Raukas, A. & Hyvärinen, H., toim). Tallinn, 53-72. (vene k, inglise keelse resümeeaga)
- Tavast, E. & Raukas, A. 1982. Eesti aluspõhja reljeef. Valgus, Tallinn, 1-195 (vene k, eesti ja inglise keelse resümeeaga).
- Thorslund, P. & Westergård, A. H. 1938. Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. Sv. Geol. Unders., Ser. C, No. 415. Stockholm.
- Tilk, K. 2003. Siluri klindi geoloogiast Saaremaa ja Gotlandi vahelisel alal seismilise pidevsondeerimise andmetel. Bakalaureusetöö. Tartu, 1-71. Käsikiri TÜ geoloogia instituudi raamatukogus.
- Tilk, K. & Tuuling, I. 2004. Läänemere aluse Siluri klindi geoloogiast. Eesti Geoloogiakeskuse Infoleht 2004/10, 15-16.
- Torsvik, T. H., Smethrust, M. A., Van der Voo, R., Trensh, A., Abrahamsen, N. & Halvorsen, E. 1992. Baltica. Synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications. Earth-Sciences Review 33, 133-152.
- Troon, M. 2001. Läänemere aluse Balti klindi geoloogiast Hiiumaa ja Gotska Sandöni vahelisel alal seismilise pidevsondeerimise andmetel. Bakalaureusetöö. Tartu, 1-71. Käsikiri TÜ geoloogia instituudi raamatukogus.

Tuuling, I. 1990. Balti põlevkivi ja fosforiidibasseini struktuur. Thesis, 1-22. Minsk. (vene k)

Tuuling, I. 1998. Shipborne geophysical study of an Ordovician-Silurian carbonate platform, Fårö-Hiiumaa area, northeastern Baltic Sea. Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi. Stockholm

Tuuling, I. & Flodén, T. 2001. The structure and relief of the Bedrock sequence in the Gotland – Hiiumaa area, north Baltic Sea. Geologiska föreningens I Stockholm förhandlingar 123, 35-49.

Tuuling, I. & Flodén, T. 2004. The submarine Silurian succession offshore Saaremaa, seismostratigraphy and geology. In *The Baltic. The Eighth Marine Geological Conference. Abstracts. Excursion Guide* (Puura, I., Tuuling, I. & Hang, T., eds.), pp. 56. Institute of Geology, University of Tartu. Tartu.

Tuuling, I. & Flodén, T. 2006. The Trans-Baltic Llandoveryian sequence between Saaremaa and Gotland, subdivision and thicknesses, based on marine seismic studies. (trükis)

Tuuling, I., Flodén, T., Puura, V. & Söderberg, P. 1995. Cambro-Silurian structures of the northern Baltic Proper – preliminary interpretation from high resolution seismic data. Proceedings of the third Marine Geological Conference, „The Baltic“. Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego 149, 26-34.

Tuuling, I., Flodén, T. & Sjöberg, J. 1997. Seismic correlation of the Cambrian sequence between Gotland and Hiiumaa in the Baltic Sea. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar 119, 45-54.

Tuuling, I., Puura, V., & Vaher, R. 2003. The style of deformation of the Lower Palaeozoic cover according to onland and seabed studies. In *The Baltic Sea Region: Formation and Deformation of the Crust. Seminar in Tartu, Estonia, March 4, 2003* (Puura, V. & Plado, J., eds.), pp. 26-28. Tartu.

Tuuling, I. & Tilk, K. 2004. Saaremaad ja Gotlandi ühendab klindivöönd. Eesti Loodus 6, 42-46.

Tuuling, I., Tilk, K. & Flodén, T. 2004. The submarine Silurian Klint offshore Saaremaa, northern Baltic Sea. In *The Baltic. The Eighth Marine Geological Conference. Abstracts. Excursion Guide* (Puura, I., Tuuling, I. & Hang, T., eds.), pp 55. Institute of Geology, University of Tartu. Tartu.

Vabar, M., 1961. Kas „glint“ või „klint“? Eesti Loodus 2, 123.

Vaher, R. 1983. Kirde-Eesti fosforiidi ja põlevkivibasseini tektoonika. Thesis, Minsk, 1-22. (vene k)

Valejev, R. 1978. Ida-Euroopa platvormi aulakogeenid. Moskva. (vene k)

Veisson, M. 1976. Kessulaiu ja Aegna saare rannavööndi iseloomustus. Diplomitöö. Tartu, 1-63. Käsikiri TÜ geoloogia instituudi raamatukogus.

Wiman, C. 1901. Über die Borkholmer Schicht im Mittelbaltischen Silurgebiet. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Vol. V. Uppsala.



# **Silurian Clint, its geology and geomorphology beneath the Baltic Sea based on the seismic reflection profiling**

Kaidi Tilk

## **Summary**

Silurian or Saaremaa-Gotland Clint is about 500 km long geomorphological feature between the Ordovician and Silurian cuesta plateaus on the southern slope of the Baltic Shield. This scarp is due to the combination of slightly southerly tilted Palaeozoic sequence (10-15°) and highly contrasting lithological boundary at the Jaani and Jaagarahu stages in Silurian sequence of the Baltic region. Normally, the Silurian Clint is only the highest scarp in a system of stepwise rising relief between aforementioned plateaus. We call the entire area with a rising relief, made up of alternating scarps and plateau-like areas, between the cuesta plateaus as a klint complex. Based on the morphology Silurian Clint can be divided into five sections: erosional remnants on Estonian continent, West-Estonian islands, Saaremaa-Gotland submarine klint, Fårö-Gotland klint and Nyrevshudden-Karlsö section. All the onshore klint sections were summarized based on the earlier scientific publications. The detailed description of the offshore Silurian Clint section between Estonia and Sweden, as well as the surrounding bedrock relief south and north of it was based on the huge amount of the high resolution seismic profiling.

Regionally, the submarine bedrock relief between the Estonian and Swedish islands Hiiumaa-Saaremaa and Gotska Sandön-Gotland is characterized by cuesta-like alternation of submeridionally sloping plateaus and escarpments. From north to south four large bedrock relief forms can be distinguished; the Baltic Clint complex, the submarine Ordovician plateau, the Silurian Clint complex and the submarine Silurian plateau. This cuesta-like bedrock relief system is the older one, which has been in places obliterated by younger relief features, submeridionally oriented glacier valleys and troughs.

The submeridionally oriented glacier troughs have been heavily reshaped the Silurian Clint complex. Concerning the klint shape and the preservation stage, the well, medium and badly

preserved sections of Silurian Clint complex can be distinguished between Saaremaa and Gotland. Well preserved klint sections are characterized by smallest average width (4,8 km) and highest relief fall (94 m) within the clint complex. They have highest stratigraphic reach and as a rule a plummeting main scarp. The medium preserved klint sections have distinct features of glacial erosion, as they have smaller stratigraphical reach, narrower width (average 6,2 km) and lower relative height (average 80,5 m) of klint complex compared to that of well preserved klint sections. The main scarp usually has no plummeting sections. Both, the well and medium preserved Clint sections occur in then eastern part of the investigated area, which is less reshaped by glaciers. Badly preserved and missing sections of Clint occur prevailingly in the most eroded western part of the area.

In general, the seabottom and bedrock relief of the investigated area reveal good accordance, as all the larger and plenty of smaller relief features appear both on the bedrock and present seabottom relief maps and elevation models. At the same time, the Quaternary sediments have distinctly smoothed the unevennesses of the glacier relief, which is more striking in the most deeply eroded areas. The thickness distribution of the Quaternary sediments is following the main cuesta relief; as they are higher in front of the clint complexes and smallest at the top of cuesta plateaus. The thickest Quaternary sediments, however, occur in the submeridionally oriented glacier troughs, erosional valleys and isolated depressions.

**Lisad**

Lisa 1.1 Saaremaa-Gotlandi klindikkompleksi iseloomustavate parameetrite koondtabel

<b>Profiil</b>	<b>9301</b>	<b>9107</b>	<b>9302</b>	<b>9303</b>	<b>9304</b>	<b>9211</b>	<b>9110</b>	<b>9305</b>	<b>9306</b>	<b>9212</b>	<b>9113</b>
<b>SKK säilivusaste</b>	Keskmine	Halb	Keskmine	Hea	Keskmine	Hea	Keskmine Halb	Hea	Keskmine	Keskmine	Keskmine
<b>SKK laius</b>	5,6 km	4 km	7 km	6,4 km	8,5 km	1 km	4,5 km	7,8 km	8,8 km	10,9 km	5,3 km
<b>SKK kõrgus</b>	82,9 m	66 m	68,9 m	78,1 m	87,3 m	79,8 m	50,2 m	92 m	75,8 m	84,6 m	69 m
<b>Peaastangu kõrgus</b>	41 m	-	42 m	46 m	57 m	43 m	-	49 m	41 m	58 m	39 m
<b>Üldine reljeefi kalle/max kallakus</b>	0,95°/5°	0,95°/1,7°	0,6°/1,9°	0,7°/2,9°	0,5°/vertikaalne	4,55°/vertikaalne	0,8°/vertikaalne	0,7°/vertikaalne	0,5°/1,29°	0,44°/2,22°	0,75°/2,05°
<b>Stratigraafiline ulatus</b>	S <sub>6</sub> pealt S <sub>2</sub> alla	S <sub>5</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>6</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>8</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>7</sub> alt S <sub>5</sub> peale	S <sub>8</sub> pealt S <sub>1</sub> peale	S <sub>7</sub> alt S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> alt S <sub>1</sub> peale	S <sub>7</sub> alt S <sub>2</sub> peale
<b>Terrasside arv</b>	1	1	1	2	1	-	-	2	-	2	-
<b>Peaastangu tagune erosiooninõgu</b>	-	-	-	+	-	Õrnalt nähtav	-	+	-	-	Süviku jäänuk
<b>Klint maetud (M) või avatud (A)</b>	A	A	A	A	A	A	A	A	A	M	Osaliselt maetud, osaliselt avatud

Lisa 1.2 Saaremaa-Gotlandi klindikkompleksi iseloomustavate parameetrite koondtabel

<b>Profiil</b>	<b>9307</b>	<b>9210</b>	<b>9308</b>	<b>9104</b>	<b>9309</b>	<b>9214</b>	<b>9310</b>	<b>9202</b>	<b>9311</b>	<b>9312</b>	<b>9204</b>
<b>SKK säilivusaste</b>	Keskmine	Keskmine	Hea	Keskmine	Hea	Keskmine	Keskmine	Hea	Hea	Halb	Keskmine
<b>SKK laius</b>	9,5 km	6,8 km	8,6 km	10,2 km	4,5 km	5,2 km	3,2 km	1,2 km	4,1 km	7,1 km	4,2 km
<b>SKK kõrgus</b>	59,6 m	84,3 m	106,8 m	90,4 m	91 m	59,8 m	87,5 m	91,3 m	118,4 m	84,1 m	81,2 m
<b>Peaastangu kõrgus</b>	49 m	41 m	51 m	37 m	70 m	35 m	47 m	70 m	57 m	-	54 m
<b>Üldine reljeefi kalle/max kallakus</b>	0,36°/ 2,74°	0,5°/ vertikaalne	1,5°/ vertikaalne	0,5°/ vertikaalne	1,16°/ vertikaalne	0,66°/ 8,5°	1,56°/ vertikaalne	4,36°/ vertikaalsed lõigud	1,65°/ vertikaalne	0,45°/ 2,11°	1,10°/ vertikaalne
<b>Stratigraafiline ulatus</b>	S <sub>7</sub> pealt S <sub>3</sub> alla	S <sub>7</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>8</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>6</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>8</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>8</sub> pealt S <sub>3</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>5</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>1</sub> S <sub>2</sub> peale
<b>Terrasside arv</b>	1	3	2	2	2	2	-	-	2	1	-
<b>Peaastangu tagune erosiooninõgu</b>	Süviku jäänuk	+	+	+	+	+	Süviku jäänuk	+	+	+	+
<b>Klint maetud (M) või avatud (A)</b>	Osaliselt maetud, osaliselt avatud	Osaliselt maetud, osaliselt avatud	A	A	A	A	A	A	A	M	M

Lisa 1.3 Saaremaa-Gotlandi klindikkompleksi iseloomustavate parameetrite koondtabel

<b>Profiil</b>	<b>9313</b>	<b>9206</b>	<b>9314</b>	<b>9203</b>	<b>9102</b>	<b>0405</b>	<b>0404</b>	<b>9205</b>	<b>0403</b>	<b>9504</b>	<b>0402</b>
<b>SKK säilivusaste</b>	Keskmine	Keskmine	Keskmine	Halb	Puudub	Puudub	Keskmine	Keskmine	Halb	Keskmine Halb	Puudub
<b>SKK laius</b>	3,8 km	4,6 km	5,6 km	6,7 km			2,6 km	3,8 km	0,5 km	1,1 km	
<b>SKK kõrgus</b>	84,1 m	92 m	72,7 m	87,9 m			89,5 m	73,2 m	35,6	33,9 m	
<b>Peaastangu kõrgus</b>	37 m	22 m	33 m	-			54,3 m	37 m	-	-	
<b>Üldine reljeefi kalle/max kallakus</b>	1,27°/4,54°	1,14°/ vertikaalne	0,74°/8,2°	0,5°/0,8°			2°/2,4°	1,1°/14°	4,1°/4,9°	1,8°/6,6°	
<b>Stratigraafiline ulatus</b>	S <sub>7</sub> pealt S <sub>1</sub> S <sub>2</sub> peale	S <sub>6</sub> pealt S <sub>1</sub> S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>1</sub> S <sub>2</sub> peale	S <sub>8</sub> peale S <sub>2</sub> pealt			S <sub>7</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>7</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>5</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	S <sub>5</sub> pealt S <sub>2</sub> peale	
<b>Terrasside arv</b>	1	2	2	-			1	-	-	-	
<b>Peaastangu tagune erosiooninõgu</b>	-	-	+	-			-	-	-	-	
<b>Klint maetud (M) või avatud (A)</b>	Osaliselt maetud, osaliselt avatud	A	A	M			A	A	M	M	

Lisa 1.4 Saaremaa-Gotlandi klindikkompleksi iseloomustavate parameetrite koondtabel

<b>Profiil</b>	<b>9005</b>	<b>0401</b>	<b>9004</b>	<b>9002</b>	<b>9003</b>	<b>9001</b>
<b>SKK säilivusaste</b>	Puudub	Halb Puudub	Halb Puudub	Puudub	Puudub	Keskmine
<b>SKK laius</b>		1,9 km	8,6 km			5,1 km
<b>SKK kõrgus</b>		38,1 m	98,2 m			106,7 m
<b>Peaastangu kõrgus</b>		-	-			53 m
<b>Üldine reljeefi kalle/max kallakus</b>		1,1°/1,5°	0,4°/0,9°			1,2°/2°
<b>Stratigraafiline ulatus</b>		S <sub>5</sub> peale S <sub>2</sub> pealt	S <sub>7</sub> peale S <sub>1</sub> pealt			S <sub>7</sub> peale S <sub>3</sub> pealt
<b>Terrasside arv</b>		-	-			-
<b>Peaastangu tagune erosiooninõgu</b>		-	-			-
<b>Klint maetud (M) või avatud (A)</b>		M	M			A