

TARTU ÜLIKOOL
LOODUS- JA TEHNOLOOGIATEADUSKOND

Ökoloogia ja maateaduste instituut

Geoloogia osakond

Marija Dmitrijeva

**PAKRI POOLSAARE UUGA PALJANDI LÄBILÕIKE
MAGNETILINE VASTUVÕTLIKKUS**

Bakalaureusetöö (12 EAP)

Juhendaja: PhD Jüri Plado

Kaitsmisele lubatud

Juhendaja

allkiri, kuupäev

Tartu 2013

Sisukord

Sisukord.....	2
Sissejuhatus	3
1. Piirkonna geoloogia.....	4
1.1 Baltika kontinendi arengulugu.....	4
1.2 Uuga paljandi geoloogiline iseloomustus.....	6
2. Magnetiline vastuvõtlikkus	10
2.1 Dia-, para- ja ferromagnetism.....	10
2.2 Magnetiline vastuvõtlikkus ja parameeter X_{FD}	11
3. Uuringu eesmärgid	14
4. Materjal ja metoodika.....	16
4.1 Proovimine ja proovide ettevalmistamine	16
4.2 Andmete töötlemine	16
5. Tulemused	17
6. Arutelu.....	21
7. Kokkuvõte	27
Tänu sõnad.....	28
Kasutatud kirjandus	29
Summary.....	34

Sissejuhatus

Käesoleva töö käigus mõõdeti Pakri poolsaare Uuga paljandi kivimite magnetilist vastuvõtlikkust kolme erineva sageduse juures. Mõõtmistulemuste alusel koostati vastavad vertikaalse muutlikkuse ning sellest arvatud parameetrite kõverad ning interpreteeriti need. Meetodi eeldatavaks eeliseks on võimalus korreleerida kivimite magnetilisi omadusi nende litoloogilise koostisega. Samuti on magnetilist vastuvõtlikkust erinevate sageduste juures mõõtes võimalik uurida kivimites esineva superparamagnetilise fraktsiooni osakaalu. Viimase suur osakaal viitab sageli sekundaarsele magnetiseeritusele ning materjali sobimatusele primaarse magnetiseerituse uuringuteks paleomagnetilistel eesmärkidel (Dearing, 1999). Oluline oli bakalaureusetöö juures ka metoodika õppimine ja omandamine.

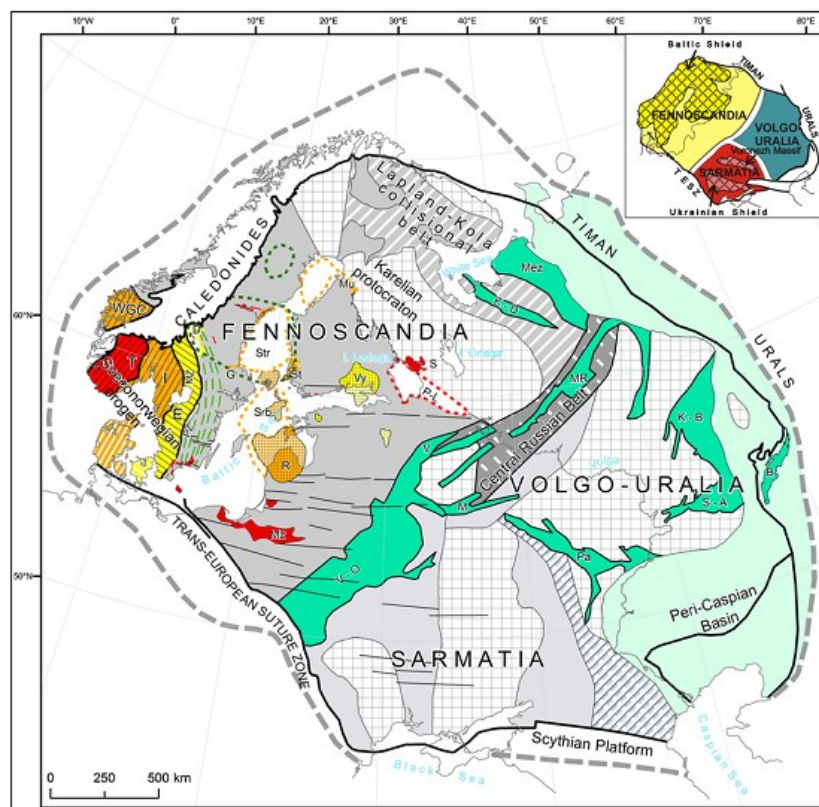
Magnetiline vastuvõtlikkus on füüsikaline parameeter, mis iseloomustab materjalide magnetilisi omadusi sõltuvalt nende võimest tekitada magnetiseeritust välise magnetvälja olemasolul. Geoloogilistel eesmärkidel kasutatakse magnetilist vastuvõtlikkust settekihtide korreleerumisel ning ka keskkonnareostuse uuringutel.

1. Piirkonna geoloogia

1.1 Baltika kontinendi arengulugu

Baltika kontinent kujunes 2,0-1,7 mld aastat tagasi kolme suure Arhailise-Paleoproterosoilise vanusega maakoores plokki (Fennoskandia, Sarmaatia ja Volga-Uurali) kollisiooni tagajärjel (Joonis 1). Esmalt ühenesid 2,0 mld aastat tagasi Samaatria ja Volga-Uurali plokid, millele 1,8-1,7 mld aastat tagasi lisandus Fennoskandia, moodustades Protobaltika kontinenti (Bogdanova *et al.*, 2008).

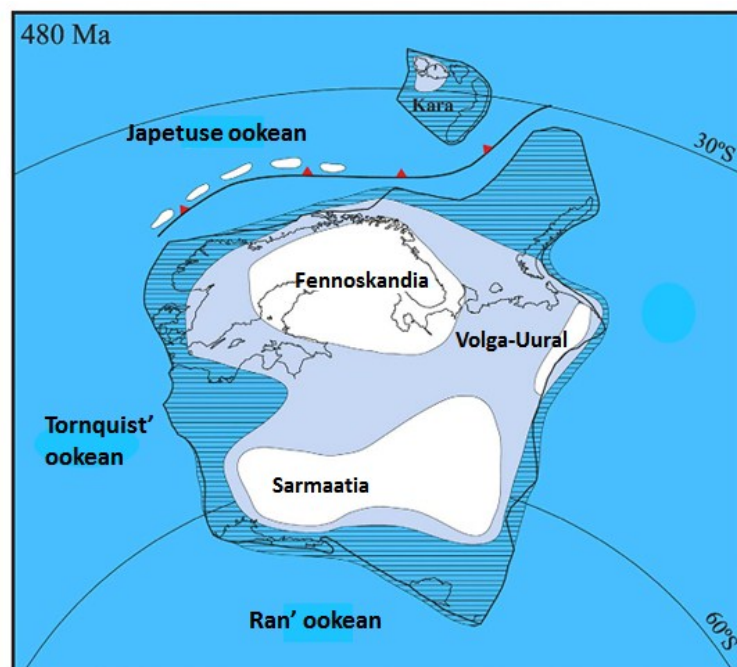
Ajavahemikus 1,7 kuni 1,4 mld aastat tagasi kuulus Protobaltika Paleo- ja Mesoproterosoilise Columbia superkontinendi koosseisu. Eksisteerinud pärast seda mõnda aega iseseisva kontinendina, liitus Protobaltika 1,14 mld aastat tagasi Rodinia superkontinendiga jäädes selle koosseisu 240 mln aastaks. Seejärel toimus Svekofenni kurrutusvööndi moodustumine. Pärast Rodinia hiidkontinendi lagunemist 0,8 mld aastat tagasi paiknes Baltika kontinent Laurentia laama (osa praegusest Põhja-Ameerikast, Gröönimaa ja Briti saared) läheduses. Piki Balti laama kirdepiiri 620 kuni 555 mln aastat tagasi kujunes Timaania-Pechora, Põhja-Uurali ning



Joonis 1. Baltika laama regionaalgeoloogia (Bogdanova *et al.*, 2008 alusel)

Novaya Zemlya maakoore plokkide lisandumisel Timaania orogeenne vöönd (Bogdanova *et al.*, 2007; Cocks and Torsvik, 2005). Eelkambriumis 570-550 mln aastat tagasi avanes Baltika ja Laurentia vahel Japetuse ookean ning edaspidi püsis Baltika iseseisva kontinendina kuni Pangea superkontinendi moodustumseini 330 mln aastat tagasi (Cocks and Torsvik, 2005).

Ediacaras ja Kambriumis kattus tsentraalne madalam osa Baltika kontinendist ookeaniga ning aset hakkasid leidma valdavalt settelised protsessid. Ediacara setted lasuvad Proterosoilistel magma- ja moondekivimitel põiksusega. Samal ajal kujunes lõuna poolkeral Gondwana superkontinent ning selle ja Baltika vahel paiknes Ran' ookean (Cocks and Torsvik, 2005).



Joonis 2. Baltika kontinendi asend Alam- ja Kesk-Ordoviitsiumis (Cocks and Torsvik 2005 alusel)

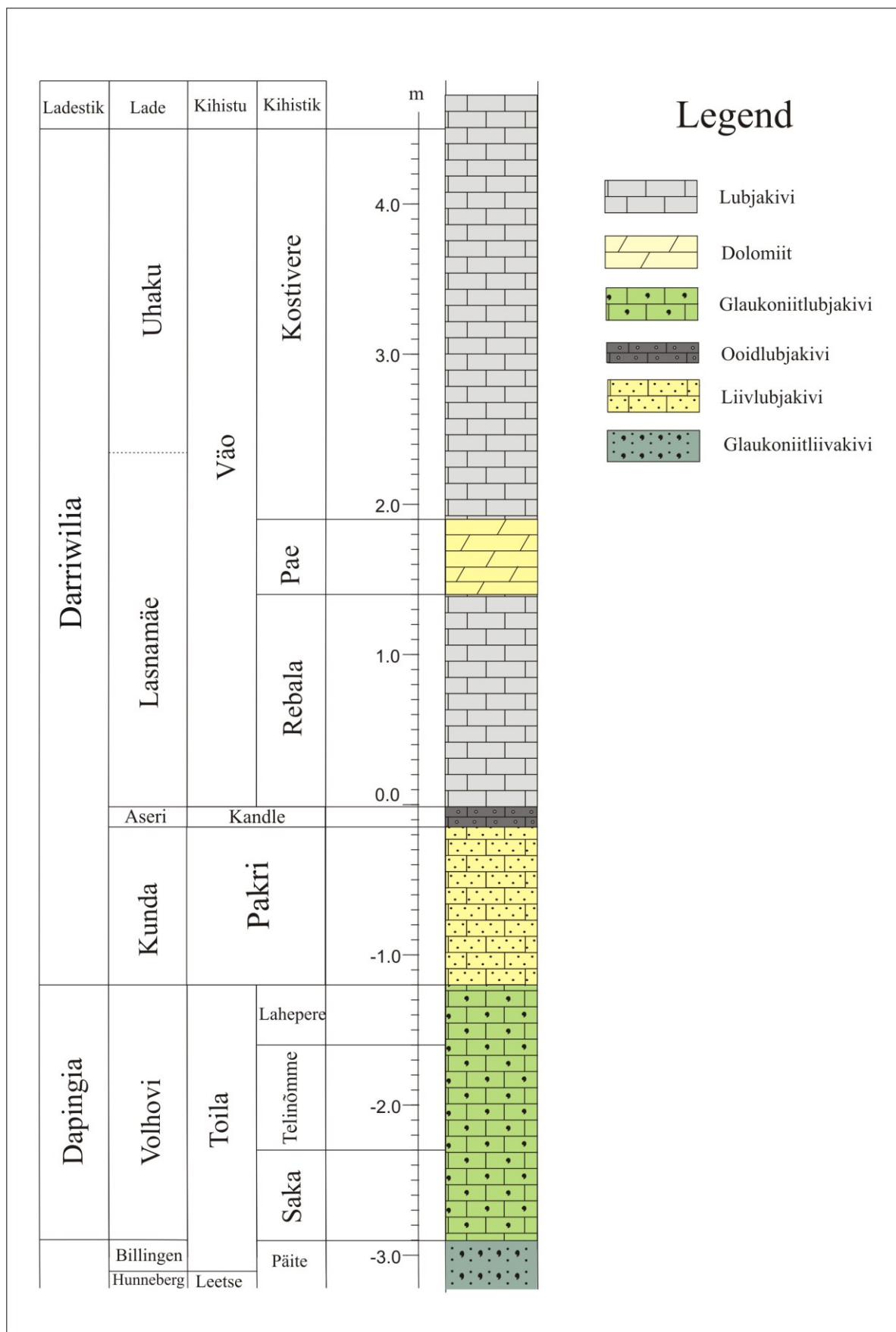
Alam- ja Kesk-Ordoviitsiumis paiknes Baltika kontinent lõunapoolkeral 30° ja 60° laiuskraadide vahel (2). Mainitud ajavahemikus triivis Baltika kontinent paleoekvaatori suunas (Cocks and Torsvik, 2005). Alam- ja Kesk-Ordoviitsiumis oli kogu praeguse Ida-Euroopa platvormi ala kaetud epikontinentaalse madalmerelise paleobasseiniga, kus toimus aeglane sedimentatsioon. Eesti territoorium asetses sel ajal Balti paleobasseini mandrilaval. Bassein avanes läänes paiknevasse Japetuse ookeani (Männil, 1966). Pärast Tornquisti

ookeani sulgumist Siluris - Alam-Devonis liitusid Baltika, Avaloonia ja Laurentia laamad, moodustades Lauraasia. Sellega kaasnes kaasaegse Britaania ja Iirimaa ning Skandinaavia Kaledoonia orogeense vööndi teke (Roberts, 2003; Cocks and Torsvik, 2005). Devonis algas Kaledoonia mäeaheliku kulutus, millele järgnes *Old Red* liivakivide sedimentatsioon, mille leviala ulatus Lauraasia laama keskosani. Hilis-Karbonis liitusid Baltika idapoolse osaga vulkaanilised saarkaared ja Siber, tekitades Uurali mäeaheliku. Permi lõpus leidis aset Pangaea superkontinendi moodustamine Lauraasia ja Gondwana liitumisel. Ajavahemikus 300 kuni 200 mln aastat tagasi oli Baltika Pangaea superkontinendi koosseisus, paiknedes põhjapoolkeral 45° ja 60° laiuskraadi vahel (Torsvik *et al.*, 2012). Ülem-Juurast kuni Paleogeeni alguseni toimus Pangaea superkontinendi lagunemine.

1.2 Uuga paljandi geoloogiline iseloomustus

Alam- ja Kesk-Ordoviitsiumi vältel leidsid praegusel Eesti territooriumil aset kliimamuutused, mis olid põhjustatud Baltika kontinendi triivist ekvaatori suunas. Alam-Ordoviitsiumis esinevad terrigeensed setted viitavad parasvöötmelisele kliimale, kuid Kesk-Ordoviitsiumi kivimites esinevad laguunidolomiidid, korallrifid ja ooiidid markeerivad soojemat settekeskkonda (Mägi, 1984; Torsvik *et al.*, 1992).

Käesoleva töö proovid pärinevad Uuga paljandist, koordinaatidega 59°21'35"N ja 24°2'26"E mis asub Pakri poolsaare läänerannikul ning on Balti klindi osa (Joonis 3). Paljandi pikkus on 3,5 km ja see moodustub pideva neemeni ulatuva rannaastangu. Neemel on Uuga paljandi kõrgus 24,5 meetrit, kuid ulatub vaid 9 meetrini poolsaare lõunaotsas (Nestor *jt.*, 2006). Rannaastangu erinevad kõrgusmõõtmed tulenevad ala geoloogilisest ehitusest: paiknedes Balti kilbi lõunanõlval on Eesti aluskorra pealispind ja aluspõhjakivimid väikese lõunasuunalise kallakusega- 7' kuni 15' ehk 2 kuni 4,4 meetrit kilomeetri kohta (Rõõmusoks, 1983).



Joonis 4. Uuga paljandi litoloogiline tulp (Tammekänd *et al.*, 2009; Hints *et al.*, 2012 alusel).

Volhovi lademel lasub Kunda lade, mis on esindatud Pakri kihistuga. Kihistu paksus on umbes 1 m ning seda iseloomustavad pruunikashallid liivlubjakivid või lubiliivakivid, milles leidub vähesel määral liivaka mergli vahekihte ja glaukoniiditerasid. Lademe basaalses osas on glaukoniidi terade ümber moodustunud raudoiidid (Mägi, 1984). Kivimites esinevad püriidi kristallid (Suuroja *jt.*, 2010).

Aseri lademesse kuulub Kandle kihistu, mille paksus on uuritud paljandis 0,15 m. Kihistut iseloomustab kõige enam nõrgalt kuni keskmiselt savikas lubjakivi, milles esinevad ebaühtlaselt jaotatud pruunikas-kollakad götiidi ooiidid (Orviku, 1960; Suuroja *jt.*, 2010).

Lasnamäe ja Uhaku lademeid moodustavad valkjashallid merglikelme ja stüloliitpindadega bioklastilised karbonaatsetted. Vão kihistu kuulub nii Lasnamäe kui ka Uhaku lademetesse. Kõrgekalda kihistu kuulub vaid Uhaku lademesse.

Vão kihistu paksus Pakri poolsaarel on 6,6 m (Suuroja *jt.*, 2010) ning see on esindatud (vanemast nooremani) Rebala, Pae ja Kostivere kihistikega. Rebala kihistiku paksus on 1,4 m. Kihistik on osalisel dolomiitistunud ning selle basaalses osas leidub savikat lubjakivi. Pae kihistik (0,5 m) koosneb peamiselt tumehallist dolomiidist (Tammekänd *et al.*, 2010). Kostivere kihistik on esindatud lubjakiviga, mida on käesolevas töös proovitud 2,6 m ulatuses.

Uhaku lademesse kuuluv Kõrgekalda kihistu (käesoleva töö käigus ei proovitud) on Pakri poolsaarel 2-3 m paksune. Antud kihistu lubjakivi eristub lamamist ja lasumist suurema savifraktsiooni sisalduse poolest (Suuroja *jt.*, 2010). Lasnamäe ja Uhaku lademete vaheline piir on praeguse ajani ebaselge, paiknedes Kostivere kihistikus (Tammekänd *et al.*, 2010).

2. Magnetiline vastuvõtlikkus

2.1 Dia-, para- ja ferromagnetism

Sõltuvalt magnetilise vastuvõtlikkuse väärtusest jagatakse aineid dia-, para- või ferromagneetikuteks. Ainet, mille magnetilise vastuvõtlikkuse väärtus on negatiivne, nimetatakse diamagneetikuks. Kui selline aine asetada magnetvälja, siis indutseerub temas magnetiseeritus, mis on rakendatud välisele väljale vastupidises suunas. Diamagnetiliste ainete magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused on väikesed, jäädes üldjoontes vahemikku -1×10^{-6} kuni 0 SI ühikut.

Paramagnetiliste ainete vastuvõtlikkus on nõrgalt positiivne. Paramagneetikutes indutseerub välise väljaga samasuunaline magnetiseeritus ja nende vastuvõtlikkuse väärtused on vahemikus 1 kuni 10×10^{-4} SI ühikut. Ferromagnetilisi aineid jagatakse kolmeks: a) tõelised ferromagneetikud, b) antiferromagneetikud ja c) ferrimagneetikud. Tõeliste ferromagnetiliste ainete vastuvõtlikkus on positiivne. Kui ferromagnetiline aine asetada magnetvälja, siis indutseerub temas rakendatud väljaga samasuunaline magnetiseeritus. Põhjuseks on ferromagneetikutes esinevad paaritud elektronid, mis tiirlemisel tekitavad dipoolid. Välise välja rakendamisel orienteeruvad dipoolid üksteisega paralleelselt nii, et moodustavad ühise magnetmomendiga magnetdomeene. Ferromagneetikute magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused on vahemikus 10^4 kuni $10^7 \times 10^{-6}$ SI ühikut. Antiferromagnetiliste ainete domeenide orienteeritus on antiparalleelne ning nende magnetiseerituse vektorid taandavad üksteist. Kokkuvõtvalt puudub antiferromagnetilistel ainetel magnetiseeritus. Ferrimagnetiliste ainete puhul on tegemist antiparalleelselt suunatud domeenidega, kuid erineva suuna magnetiseerituse vektorid ei ole võrdsed. Seega omandavad ferrimagnetilised materjalid magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuse 1×10^{-5} SI ühikut ja käituvad paramagneetikutena (Lanza and Meloni, 2006).

Kivimi magnetilised omadused sõltuvad temas esinevatest mineraalidest. Enamik kivimeid moodustavad mineraalid on para- või diamagneetikud. Kui kivimis sisaldub aktsessorsete ferromagnetiliste mineraalide terasid, siis omab ta kõrget magnetilist vastuvõtlikkust. Settekivimite magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused on üldjoontes madalad. Settekivimites sisalduvad ferromagnetilised mineraalid võivad olla detriitsed, autigeensed või

diageneetilised. Tüüpilised settekivimite ferromagnetilised mineraalid on titanomagnetiit, titanohematiit, magnetiit, götiit, püriit ning rauda sisaldavad silikaadid (Lanza and Meloni, 2006).

Üldjuhul on settekivimites esinevad ferromagnetilised mineraalid aktsessoorsed ehk mineraalide terad esinevad kivimmaatriksis hajusalt. Maatriksis olevad ferromagnetilised osakesed jaotuvad domeenideks, mis on ühetaolise magnetiseeritusega väljad ferromagnetilises teras. Juhul kui ühe tera piires esineb rohkem kui üks domeen nimetatakse seda mitmedomeenseks (ing k *multi domain*) ja vastupidisel juhul ühedomeenseks (inglise k *single domain*). Mitmedomeensete terade läbimõõt on 1 kuni 10 μm (magnetiidi puhul) ning domeenide vahel eksisteerivad piirid, mida nimetatakse Bloch'i vallideks. Terasuuruse vähenemisega väheneb ka domeenide arv ning teatud läbimõõdust alates ei saa tekkida teras mitut domeeni energeetilise ebasoodsuse tõttu. Seega esinevad stabiilsed ühedomeensed terad, mis kannavad jääkmagnetismi ja mille läbimõõt (magnetiidi puhul) on 0,1-1 μm (Worm and Jackson, 1999; Dunlop and Özdemir, 1997).

Veelgi väiksemaid ferromagnetilisi osakesi nimetatakse superparamagnetilisteks. Superparamagnetilised terad on oma olemuselt ferromagnetilised ning nendes indutseerub välise välja rakendamisel tugev magnetiseeritus. Kui aga superparamagnetilise tera eemaldada välisest magnetväljast, kahaneb teatud aja jooksul magnetiseeritus nulli. Seega sarnanevad superparamagnetilised terad oma omadustelt paramagnetiliste ainetega. Lisaks sellele võib superparamagnetiliste terade magnetiseeritus muutuda sõltuvalt temperatuurist. Superparamagnetilised terad ei kanna jääkmagnetiseeritust (Butler, 2004; Gupta, 2011) ning on paleomagnetiliste uuringute eesmärgil tulutud.

2.2 Magnetiline vastuvõtlikkus ja parameeter X_{FD}

Magnetiline vastuvõtlikkus (χ_v) iseloomustab materjalide, sh ka mineraalide ja kivimite magnetilisi omadusi. Üldiselt sõltub kivimite magnetiline vastuvõtlikkus nende mineraloogilisest koostisest ning erinevate mineraalide osakaalust (da Silva and Boulvain, 2006). Magnetiline vastuvõtlikkus seostab magnetvälja tugevuse (H) tema poolt indutseeritud magnetiseeritusega (J_i):

$$J_i = \chi_v H$$

valem (1)

Kuna SI mõõtühikute süsteemis mõõdetakse nii magnetiseeritust kui ka magnetvälja tugevust amprites meetri kohta (Am^{-1}), puudub magnetilisel vastuvõtlikkusel selles süsteemis ühik iseloomustades materjali magnetilisi omadusi ruumala suhtes. Sageli aga, nagu ka käesolevas uuringus, normaliseeritakse magnetiline vastuvõtlikkuse väärtus massi suhtes:

$$\chi_m = \frac{\chi_v}{\rho}$$

valem (2)

Sellisel juhul on magnetilise vastuvõtlikkuse mõõtühikuks tiheduse pöördväärtus, ehk m^3/kg (Evans and Heller, 2003).

Käesoleva töö käigus mõõdeti magnetilist vastuvõtlikkust kapameetriga SM-100 kolme erineva sageduse (1, 4 ja 16 kHz) juures ning saadud väärtused erinesid mõnevõrra (vt tulemuste peatükki). Erinevust iseloomustatakse parameetri X_{FD} (%; inglise k *frequency-dependent susceptibility*) abil:

$$X_{FD} = 100 \frac{(\chi_{LF} - \chi_{HF})}{\chi_{LF}}$$

valem (3)

χ_{LF} ja χ_{HF} on seejuures madalama (1 või 4 kHz) ja kõrgema (4 või 16 kHz) sageduse juures mõõdetud magnetiline vastuvõtlikkus (inglise k. *LF* - *low frequency*, *HF* - *high frequency*). Parameeter X_{FD} väljendab magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuse erinevust olenevalt töösagedusest ning annab võimalust hinnata superparamagnetiliste terade osakaalu ferromagnetiliste mineraalide kogumis (Dearing *et al.*, 1999). Madalama sageduse juures mõõdetud magnetiline vastuvõtlikkus on suurem, kuid töösageduse kasvades vastuvõtlikkuse väärtus kahaneb sõltuvalt superparamagnetiliste terade esinemisest mõõdetud proovis, st madalama sageduse juures käituvad alla $0,1 \mu\text{m}$ ferromagnetilised terad

superparamagnetiliselt ning seoses sellega omavad kõrgemat magnetilise vastuvõtlikkuse väärtust. Sageduse suurenedes käituvad superparamagnetilised terad sarnaselt ühedomeensetele ferromagnetiliste mineraalidele, alandades magnetilist vastuvõtlikkust. Seega, mida suurem on superparamagnetiliste terade hulk proovis, seda suurem on X_{FD} väärtus (Hrouda, 2011; Tauxe, 2009).

Superparamagnetiliste mineraaliterade esinemist seostatakse sageli autigeensete ja diagenetilisete protsessidega (Tarduno, 1995). Juhul kui X_{FD} väärtus on $>2\%$, esineb proovis olulisel määral superparamagnetilisi terasid ja materjal on paleomagnetilisteks uuringuteks kõlbmatu. Samas, juhul kui X_{FD} väärtus on $<2\%$, peegeldab mõõdetud magnetiline vastuvõtlikkus pigem primaarset (tekkeagest või varadiagenetilist) magnetiseeritust (Tabel 1).

Tabel 1. $X_{FD}\%$ väärtuste interpretatsioon (Dearing 1999 alusel).

$X_{FD}\%$	Selgitus
<2	Superparamagnetilised terad sisuliselt puuduvad
2-10	Superparamagnetiliste ja üksik- või multidomeensete mineraalide segu või on superparamagnetilised terad suurusega $<0,0005\ \mu\text{m}$
10-14	Sisuliselt kõik ($>75\%$) ferromagnetilised mineraalid on superparamagnetilised
>14	Vealised mõõtmised, väga väikesed magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused, magnetilise vastuvõtlikkuse tugev anisotroopia, reostunud proov

Lisaks arvutati käesolevas töös parameetrer X_R , mille abil saab kirjeldada seoseid magnetilise vastuvõtlikkuste vahel kõigi kolme mõõdetud töösageduse juures.

$$X_R = \frac{\chi_1 - \chi_4}{\chi_4 - \chi_{16}}$$

valem (4)

kus χ on magnetiline vastuvõtlikkus vastava sageduse (kHz) juures. Parameeter X_R ei sõltu kasutatud sagedusest ning ei ole mõjutatud mineraalide fraktsioonist, kuid samas ei ole veel lõpuni selge, kuidas seda parameetrit interpreteerida (Hrouda, 2011).

3. Uuringu eesmärgid

Setendite ja settekivimite magnetilist vastuvõtlikkust kasutatakse stratigraafilise korrelatsiooni eesmärgil, kuna selle väärtused korreleeruvad materjali koostisega. Üldjoontes on Eesti settekivimites suuremad magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused seonduvad savi, püriidi, götiidi ja glaukoniidi kõrgeenenud sisaldustega (Preeden *et al.*, 2009). Lisaks kasutatakse magnetilist vastuvõtlikkust korreleerimaks setendite ja settekivimite kihte nii regionaalselt kui ka globaalselt sõltumatult nende faatsiitest, kuid selline korrelatsioon vajab eelnevat biostratigraafilist tausta (Ellwood *et al.*, 2007).

Varasemates uuringutes seostati magnetilise vastuvõtlikkuse variatsioone Milankovići tsüklitega, kuna kosmiliste tegurite poolt tekitatud kliima muutused põhjustavad merevee taseme kõikumisi (Mayer and Appé, 1999). Üldjoontes põhjustab mere transgressioon madalamaid ja regressioon kõrgemaid magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuseid (Zhang *et al.*, 2000; da Silva and Boulvain, 2006), viidates kontinendilt pärineva sissekande osakaalule (Racki *et al.*, 2002). Niisiis peegeldab mereliste setete magnetiline vastuvõtlikkus settematerjali akumulatsiooni ning eustaatilisi, kliimaatilisi või tektoonilisi muutusi (Crick *et al.*, 1997; Crick *et al.*, 2000; da Silva and Boulvain, 2006; Elwood *et al.*, 2000).

Samas ei tohiks kogu magnetilise vastuvõtlikkuse väärtust taandada materjali sissekandele, kuna settematerjali magnetilisus võib muutuda tekkejärgse geoloogilise ajaloo vältel erinevate protsesside tulemusel. Shogenova and Kleesment (2006) on oletanud, et Baltika regiooni rauda sisaldavate mineraalide füüsikalisi omadusi on mõjutanud diagenetilised protsessid, mis võivad olla seotud tsementatsiooni, dolomiidistumise ning ka autigeensete mineraalide kasvuga (da Silva and Boulvain 2006). Lisaks on Balti riikide materjali põhjal tõestatud kivimite ümbermagnetiseerumine (Katinas and Nawrocki, 2004; Preeden *et al.*, 2008; Plado *et al.*, 2008; 2010).

Kivimites olevate ferromagnetiliste terade magnetilised omadused sõltuvalt nende suurusest. Nii näiteks käituvad erinevalt ühedomeensed (0,1-1 µm magnetiidi puhul) ja superparamagnetilised terad (0,1-0,01 µm magnetiidi puhul). Ühedomeensed terad on stabiilsed jääkmagnetiseerituse kandjad samas kui superparamagnetilised terad produtseerivad

kõrgeid magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuseid, kuid jääkmagnetiseeritust ei oma (Dunlop and Özdemir, 1997, Worm and Jackson, 1999).

Üldjuhul avaldavad settekivimites esinevad superparamagnetilised terad magnetilisele vastuvõtlikkusele suurt mõju. Mõõtes magnetilist vastuvõtlikkust erinevate sagedustega juures, võivad kindla proovikeha puhul magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused varieeruda oluliselt. Järelikult viitavad sellised variatsioonid proovis esinevate superparamagnetiliste terade märkimisväärsele sisaldusele. Saadud tulemuste alusel võib hinnata superparamagnetiliste terade osakaalu ning välja selgitada materjali kõlblikkus paleomagnetilisteks uuringuteks (Dearing, 1999; Worm and Jackson, 1999).

Käesoleva töö eesmärkideks oli (I) mõõta Uuga läbilõike magnetiline vastuvõtlikkus erinevate sageduste juures, (II) korreleerida magnetilise vastuvõtlikkuse kõverat paljandi litostratigraafiliste üksustega, (III) iseloomustada superparamagnetilise fraktsiooni esinemist läbilõikes, (IV) selgitada materjali olulisust võimalikeks järgnevateks paleomagnetilisteks uuringuteks ning (V) võrrelda magnetilise vastuvõtlikkuse andmestikku olemasolevate merevee tasemete ja süsiniku isotoopide suhte kõveratega.

4. Materjal ja metoodika

4.1 Proovimine ja proovide ettevalmistamine

Proovimaterjal koguti 2011. aasta välitööde käigus Tartu Ülikooli geoloogia osakonna töötajate Jüri Plado ja Ulla Preeden poolt Kesk-Ordoviitsiumi kivimitest Pakri poolsaare Uuga paljandist (Joonis 3). Igast proovitud kihist puuriti kolm südamikku, mis orienteeriti kasutades päikesekompassi. Kokku koguti 192 puursüdamikku läbimõõduga 2,5 cm ja pikkusega 2-9 cm.

Puursüdamikud markeeriti ja lõigati töö autori ning juhendaja poolt proovikehadeks pikkusega kuni 2,5 cm. Igast puursüdamikust saadi vähemalt üks, kuid tavaliselt kolm proovikeha (kokku 390 proovikeha). Kõik proovid kaaluti töö autori poolt geoloogia osakonna sedimentoloogia laboris.

Ettevalmistatud proovide magnetilist vastuvõtlikkust mõõdeti kapameetriga SM-100 kolme sageduse 1, 4 ja 16 kHz juures ning normaliseeriti massi suhtes. Iga proovi magnetilist vastuvõtlikkust mõõdeti seejuures juhuslike vigade vältimiseks iga sageduse puhul kolm korda.

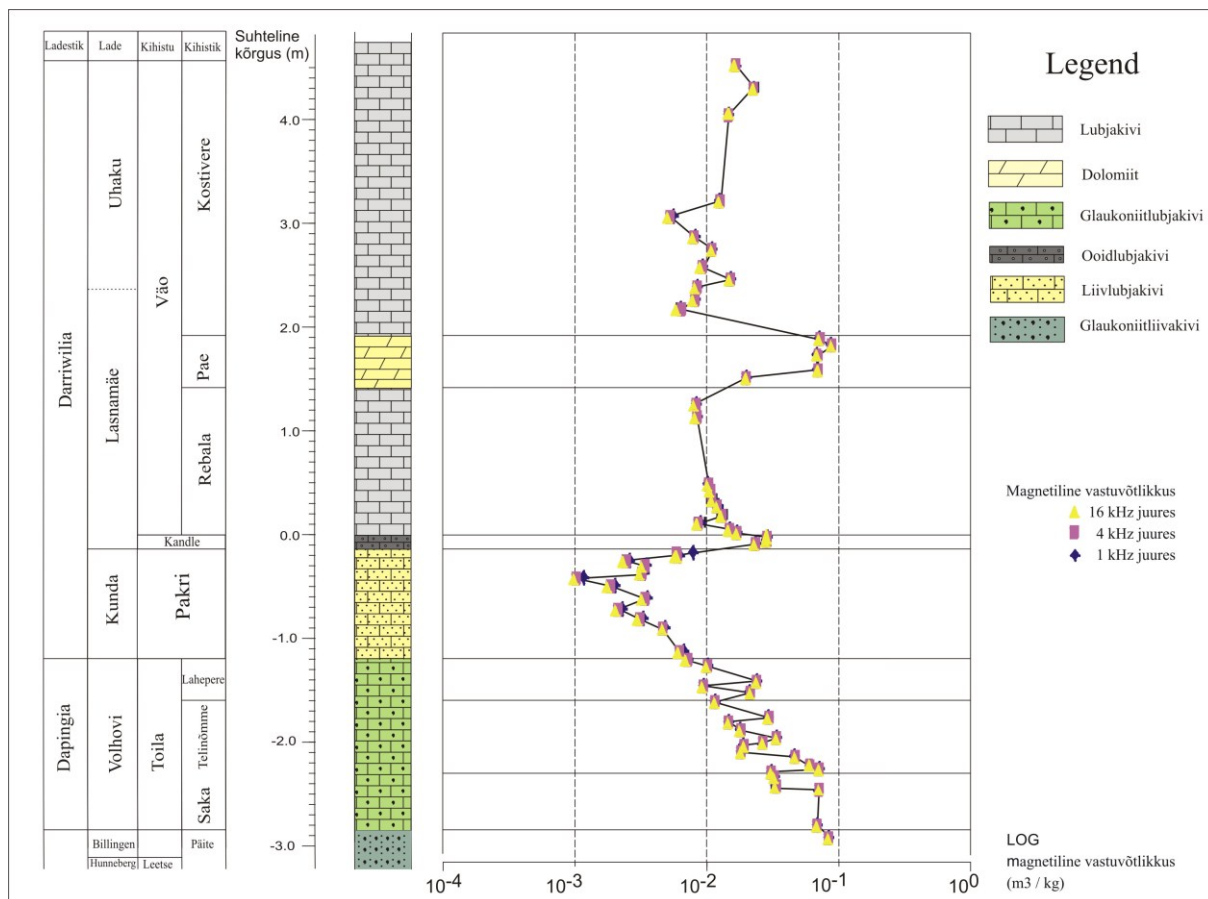
4.2 Andmete töötlemine

Andmetöötlemises kasutati ühest kihist pärinevate proovide mõõtmistulemuste (kokku 3 proovi ja vähemalt 9 mõõtmist) aritmeetilise keskmise väärtusi. Saadud tulemuste põhjal koostati Uuga paljandi magnetilise vastuvõtlikkuse kõver (Joonis 5), mis iseloomustab magnetilise vastuvõtlikkuse variatsioone kogu paljandi ulatuses. Järgnevalt arvutati magnetilise vastuvõtlikkuse mediaanväärtused, aritmeetilised keskmised ja standardhälbed kihistike tasemel iga sageduse puhul eraldi ning koostati tulemuste alusel tabel (2).

Tulemuste (χ_1 ja χ_{16}) alusel arvutati parameeter X_{FD} (Valem 3). Kuna parameeter X_{FD} iseloomustab kivimites oleva superparamagnetilise fraktsiooni hulka, koostati selle alusel graafik (Joonis 7), mis seob omavahel Uuga paljandi litoloogilise tulba ja nimetatud parameetri. Välja arvutati ka parameeter X_R , (valem 4) ning koostati vastav graafik (Joonis 8).

5. Tulemused

Kahes **Päite** kihistiku ülemise osa liivakivikihis on magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused üksteisele sarnased, millele viitab madal standardhälve ($10,9...11,4 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$; Tabel 2). Samas on vastuvõtlikkuse keskmised väärtused ($78,3...79,2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) suurimad kogu uuritud läbilõike ulatuses.



Joonis. 5 Magnetiline vastuvõtlikkus proovitud kihtides.

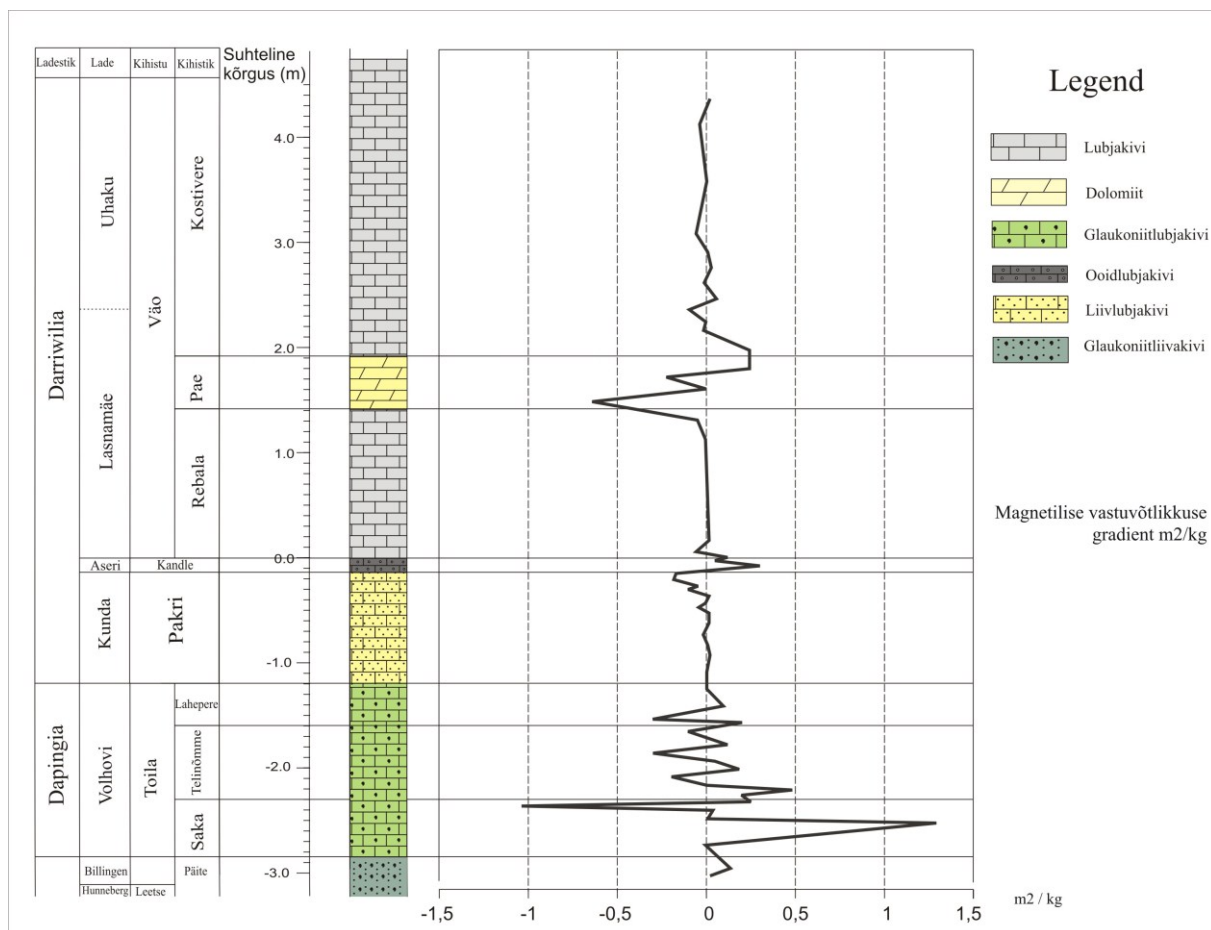
Päitel lasuvates Toila kihistu **Saka**, **Tellinõmme** ja **Lahepere** kihistikutes kahanevad magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused suunaga alt üles (keskmised erinevate sageduste juures on vastavalt $34,2...34,9 \times 10^{-3}$; $23,6...23,8 \times 10^{-3}$ ja $10,1...10,4 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$). Samas on kihtidevaheline varieeruvus suhteliselt suur, mida iseloomustavad suhteliselt suured standardhälbed ja gradiendid (eriti Saka kihistikus; Joonis 6). Oluliselt suured on ka erinevused keskmiste ja mediaanväärtuste vahel (Tabel 2).

Pakri kihistik (keskmine $5,1...5,6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) jätkub vastuvõtlikkuse vähenemine väärtustest $\sim 10 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$ kuni kihistiku ülemise kolmandikuni väärtusteni $\sim 1 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Joonis 5). Siin on kihistiku magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused minimaalsed ja seda kogu uuritud läbilõike ulatuses. Seejärel hakkavad vastuvõtlikkuse väärtused suurenema ulatuses kihistiku ülemisel piiril taas $\sim 10 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$. Suure muutlikkuse tõttu on standardhälbed võrreldes keskmistega suhteliselt suured ($6,0...6,3 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$), kuid seonduvalt madalate vastuvõtlikkuse väärtustega on gradiendid väikesed.

Läbilõikes järgnevat **Kandle kihistikku** iseloomustab teine oluline magnetilise vastuvõtlikkuse kõvera ekskursioon. Nimelt on siin suhteliselt suured (keskmised $22,8...23,2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) väärtused mis korreleeruvad raudoiidide sisaldusega selles kihis. Kihistikku läbivalt on vastuvõtlikkused suhteliselt sarnased, millele viitavad ka väikesed standardhälbed ja väikesed erinevused keskmiste ning mediaanväärtuste vahel (Tabel 2). Kihistik eritub järsult gradiendi graafikul (Joonis 6).

Kandlel lasuva Vao kihistu **Rebala kihistiku** magnetiline vastuvõtlikkus on suhteliselt madala (keskmine $10,7...11,0 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) ja konstantse (standardhälve $1,8 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) väärtusega. Vastuvõtlikkus kahaneb vaevumärgatavalt lasuvate kihtide suunas. Kõvera alumises osas esineb väike vastuvõtlikkuse kõrvalepõige (Joonis 5). Nullist erinevad gradiendid seostuvad vaid kihistiku piiridega (Joonis 6).

Kõvera kõige ulatuslikum 'positiivne' ekskursioon paikneb **Pae** kihistiku dolomiitides. Kihistiku alumises osas toimub magnetilise vastuvõtlikkuse järsk suurenemine $\sim 20 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$ juurest $\sim 70 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$ juurde. Vastuvõtlikkuse järsu suurenemise tõttu erinevad aritmeetilise keskmise ($71,1...72,0 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) ja mediaani väärtused ($65,2...66,0 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) oluliselt ning ka standardhälve (Tabel 2) ja gradiendid (Joonis 6) on suhteliselt suured. **Pae** ja **Kostivere kihistiku** (keskmine $10,3...10,7 \times 10^{-3}$; standardhälve $5,2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$) piiril toimub magnetilise vastuvõtlikkuse järsk kahanemine. **Kostivere** magnetiline vastuvõtlikkus jääb vahemikku $5...20 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$, kusjuures väärtused suurenevad liikudes läbilõikes ülespoole, kuid gradient on nullilähedane.



Joonis 6. Magnetilise vastuvõtlikkuse gradiendikõver.

Tabel 2. Kihistike magnetilise vastuvõtlikkuse mediaanväärtused, aritmeetilised keskmised ja standardhälbed erinevate sageduste juures.

Kihistik	Algandmete hulk (kokku 63)	Magnetiline vastuvõtlikkus ($10^{-3} \text{ m}^3/\text{kg}$)		
		1 kHz	4 kHz	16 kHz
Kostivere	12	10,7 12,2 $\pm$ 5,2	10,5 12,0 $\pm$ 5,2	10,3 11,7 $\pm$ 5,2
Pae	5	72,0 66,0 $\pm$ 26,5	71,6 65,7 $\pm$ 26,4	71,1 65,2 $\pm$ 26,3
Rebala	8	11,0 10,9 $\pm$ 1,8	10,9 10,7 $\pm$ 1,8	10,7 10,5 $\pm$ 1,8
Kandle	4	23,6 23,2 $\pm$ 7,5	23,5 23,0 $\pm$ 7,6	23,3 22,8 $\pm$ 7,5
Pakri	12	3,6 5,6 $\pm$ 6,3	3,5 5,3 $\pm$ 6,2	3,3 5,1 $\pm$ 6,0
Lahepere	6	10,4 13,8 $\pm$ 7,8	10,2 13,5 $\pm$ 7,8	10,1 13,4 $\pm$ 7,9
Tellinõmme	10	23,8 29,0 $\pm$ 16,0	23,6 28,9 $\pm$ 16,0	23,6 28,6 $\pm$ 15,9
Saka	5	34,9 49,7 $\pm$ 21,9	34,6 49,5 $\pm$ 21,9	34,2 49,1 $\pm$ 21,8
Päite	2	79,2 79,2 $\pm$ 11,4	78,6 78,6 $\pm$ 11,0	78,3 78,3 $\pm$ 10,9

6. Arutelu

Superparamagnetilise fraktsiooni sisalduse iseloomustamiseks kasutati parameetrit $X_{FD}(1;16)$ (Dearing, 1999). Nimetatud parameetri graafikul (Joonis 7) joonistuvad selgelt välja erinevad kihistikud. Billingeni ja Volhovi lademe **Päite**, **Saka**, **Tellinõmme** ja **Lahepere** kihistike piires on $X_{FD}(1;16)$ väärtused väga sarnased ja ei ületa kahte protsenti piiri. Antud juhul tähendab see seda, et vaatamata magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuste suurtele erinevustele Billingeni ja Volhovi lademes (Joonis 5 ja 7), superparamagnetilised terad neis sisuliselt puuduvad ning kivimmaterjal on sobilik paleomagnetiliseks uuringuks. Aastal 2010 publitseeritud töös (Plado *et al.*) kirjeldatud primaarse jääkmagnetiseerituse komponendid pärinevad just nendest lademetest.

Järgnev, Kunda lademesse kuuluva **Pakri** kihistu, eristub muust materjalist oluliselt kõrgema ja muutliku $X_{FD}(1;16)$ väärtusega. Selle põhjuseks on superparamagnetiliste terade esinemine (Dearing, 1999). Kuna aga magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused on Pakri kihistu piires väga madalad (Tabel 2) ja langevad suunaga üles (Joonis 5) samaaegselt kui parameeter $X_{FD}(1;16)$ suureneb (alumises pooles valdavalt <10 %, ülemises pooles valdavalt >10%), siis võib arvata et vähemalt osaliselt põhjustavad suuri $X_{FD}(1;16)$ väärtuseid väga väikesed vastuvõtlikkuse väärtused.

Aseri lademe **Kandle** kihistus, mis on õhuke (15 cm) ja millest on proovitud ainult neli kihti, on parameeter $X_{FD}(1;16)$ väärtused alla 2 % (keskmise on ~1 %) (Joonis 7), mistõttu võib arvata et superparamagnetilised terad seal praktiliselt puuduvad.

Väo kihistu **Rebala** ja **Kostivere** kihistikutes jäävad $X_{FD}(1;16)$ väärtused vahemikku 2 kuni 10 %, mis tähendab, et magnetilist vastuvõtlikkust kannab superparamagnetiliste ja üksik- või multidomeensete mineraalide segu. **Rebala** ja **Kostivere** kihistike vahel paiknev **Pae** kihistik eristub selgelt $X_{FD}(1;16)$ kõveras (Joonis 7). Parameetri suurus selles kihistikus jääb <2 %, mis viitab, et proovides ei esine ferromagnetiliste mineraalide superparamagnetilisi terasid. Siiski, kuna **Pae** kihistik on dolomiidistunud siis ei pruugi kivimite jääkmagnetiseeritus olla primaarne.

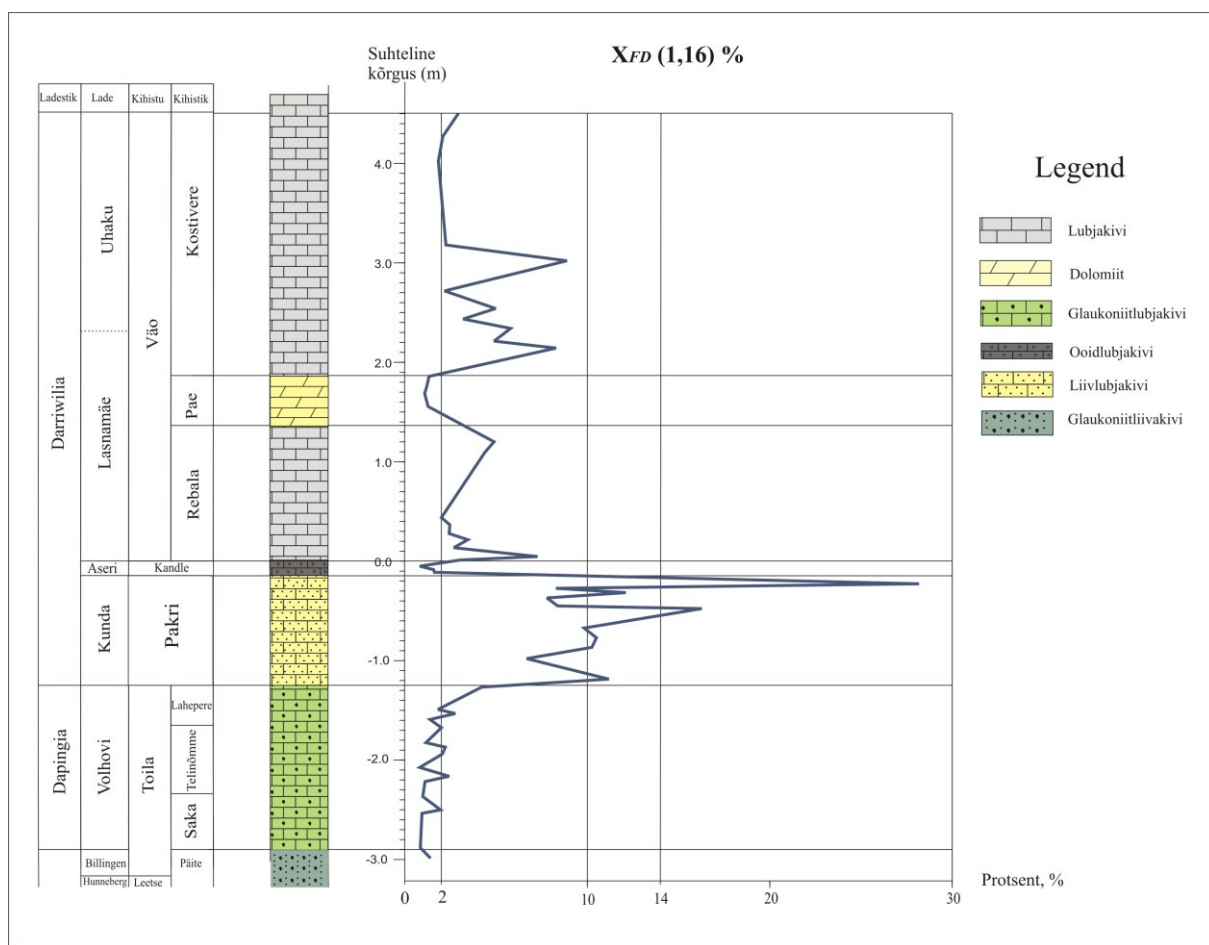
Pakri poolsaare Uuga paljandi magnetilise vastuvõtlikkuse kõver on hästi korreleeritav Viki puursüdamiku kõveraga. Viki puursüdamik pärineb Saaremaalt ja selle Kesk- ja Ülem-Ordoviitsiumi läbilõike magnetiline vastuvõtlikkus on mõõdetud ja publitseeritud (Plado and Kalberg, 2010). Mõlema, käesolevad töös mõõdetud ja Viki puursüdamiku kõvera iseloomud

on väga sarnased **Toila**, **Pakri** ja **Kandle** kihistute piires. Samas puudub Viki puursüdamiku kõveras Vão kihistu dolomiidistunud **Pae** kihistikule iseloomulik positiivne ekskursioon, kuna puudub Viki südamikuus **Pae** kihistik.

Uuga paljandi läbilõike magnetilise vastuvõtlikkuse kõver (Joonis 5) on otseselt seotud kivimite litoloogilise koostisega. Läbilõike basaalses osas glaukoniitliivakivile vastavad magnetilise vastuvõtlikkuse suuremad väärtused. Suuremad väärtused assotsieeruvad glaukoniidiga assotsieeruvate rauaoksiididega (Plado *et al.*, 2010).

Kunda lademesse kuuluv savikate vahekihtidega liivlubjakivi- ja lubiliivakividest koosnev **Pakri** kihistu omab kõige madalamaid magnetilise vastuvõtlikkuse väärtusi, mis kihistu ülemises osas hakkavad äkitselt kasvama. Proovide visuaalse vaatluse alusel korreleerub väärtuste suurenemine raudoiidide sisalduse suurenemisega, mis saavutab maksimumi **Kandle** kihistiku savikas lubjakivis. Üldjuhul esinevad oiidid kihtides, mille settimiskiirus oli väga aeglane, kuid Sturesson *et al.* (1999) eeldasid, et on nende teke olnud seotud merevee taseme muutustega. Torsvik and Trench (1991) leidsid, et oiidid on moodustanud uuritud kihistikesse erosiooni produktidest, mis kanti Balti paleobasseini Balti kilbilt.

Kandle ja Vão kihistute piiril magnetiline vastuvõtlikkus langeb. Vão kihistusse kuulub kolm kihistikku (**Rebala**, **Pae**, **Kostivere**), mille vahelised piirid on hästi jälgitavad seoses suurte vastuvõtlikkuse väärtustega keskmises dolomiidistunud **Pae** kihistikus. Kuna dolomiit on diamagnetiline mineraal, võiks arvata et Mg sissekandega ka Fe sissekanne, mis võiks olla kõrge magnetilise vastuvõtlikkuse põhjuseks. Selle hüpoteesi kontrollimiseks on vaja uurida millised mineraalid on magnetilise vastuvõtlikkuse peamised põhjustajad antud kihistikus.



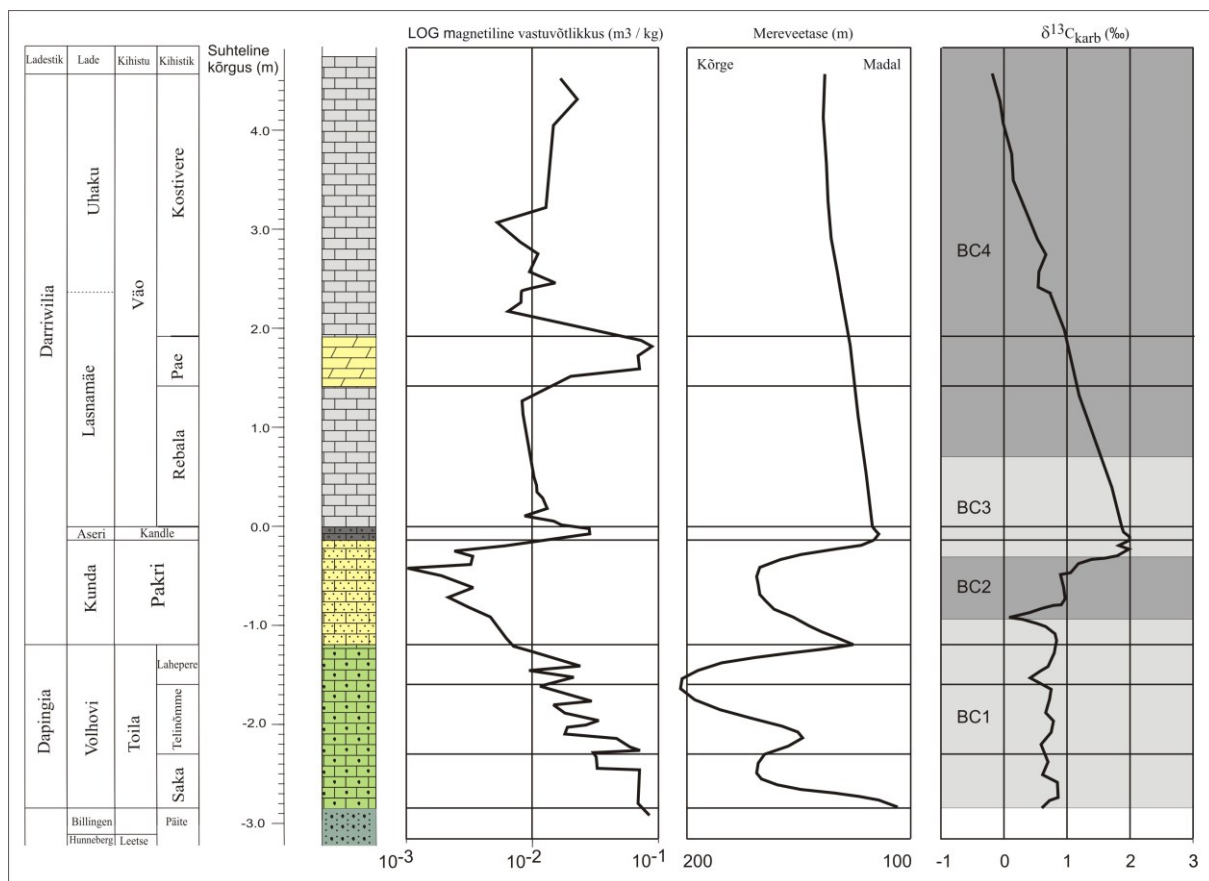
Joonis 7. $X_{FD}(1,16)$ parameetri kõver.

Zhang *et al.* (2000) ja da Silva and Boulvain (2006) alusel võib eeldada, et magnetilise vastuvõtlikkuse ekskursioon ja merevee taseme muutus on seotud. Lisaks peegeldavad veetasemed üldjuhul kliimaatilisi muutuseid, mis on omakorda jälgitavad $\delta^{13}\text{C}$ kõvera abil. Käesolevas töös võrreldatakse magnetilise vastuvõtlikkuse kõverat, Kesk-Ordoviitsiumi mereveetaseme kõikumiste kõveraga (Dronov *et al.*, 2011) ja Baltoskandia kemostratigraafilise $\delta^{13}\text{C}$ kõveraga (Ainsaar *et al.*, 2010).

Volhovi eal leidis aset mere transgressioon (Dronov *et al.*, 2011; Egerquist, 2004). Mere pealetungil vähenes materjali sissekanne basseini ning toimus nn fatsiaalne nihe. Seega võib antud lademe magnetilise vastuvõtlikkuse ühtlaselt vähenevaid väärtusi (Joonis 8) seostada mereveetaseme langusega. Esinevad ka madala varieeruvusega regulaarsed kõikumised $\delta^{13}\text{C}$ kõveras, kuid viimase üldistatuse taseme tõttu pole nende ja vastuvõtlikkuse korreleerimine võimalik. **Kunda** eal toimus mere regressioon (Sturesson *et al.*, 1999; Dronov *et al.*, 2011) ja kliima aeglane jahenemine (Ainsaar *et al.*, 2010). Magnetiline vastuvõtlikkus korreleerub mereveetaseme muutusega (madalamatele vastuvõtlikkuse väärtustele vastavad kõrgemad veetasemed). Samas ei saa olla kindel et materjal oleks settinud ühtlaselt kogu Kunda ea vältel. Kuna tegemist on liivakividega, võib pigem oletada väga kiiret settimist, mistõttu magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuseid ja veetaseme muutuse kõverat ei saa Kunda lademe piires üks-üheselt korreleerida. Samas, Viki puursüdamikus kus Kunda lade on esindatud karbonaatidega, on magnetilise vastuvõtlikkuse käitumine (Plado and Kalberg, 2010) väga sarnane käesoleva töö käigus saadud tulemustele.

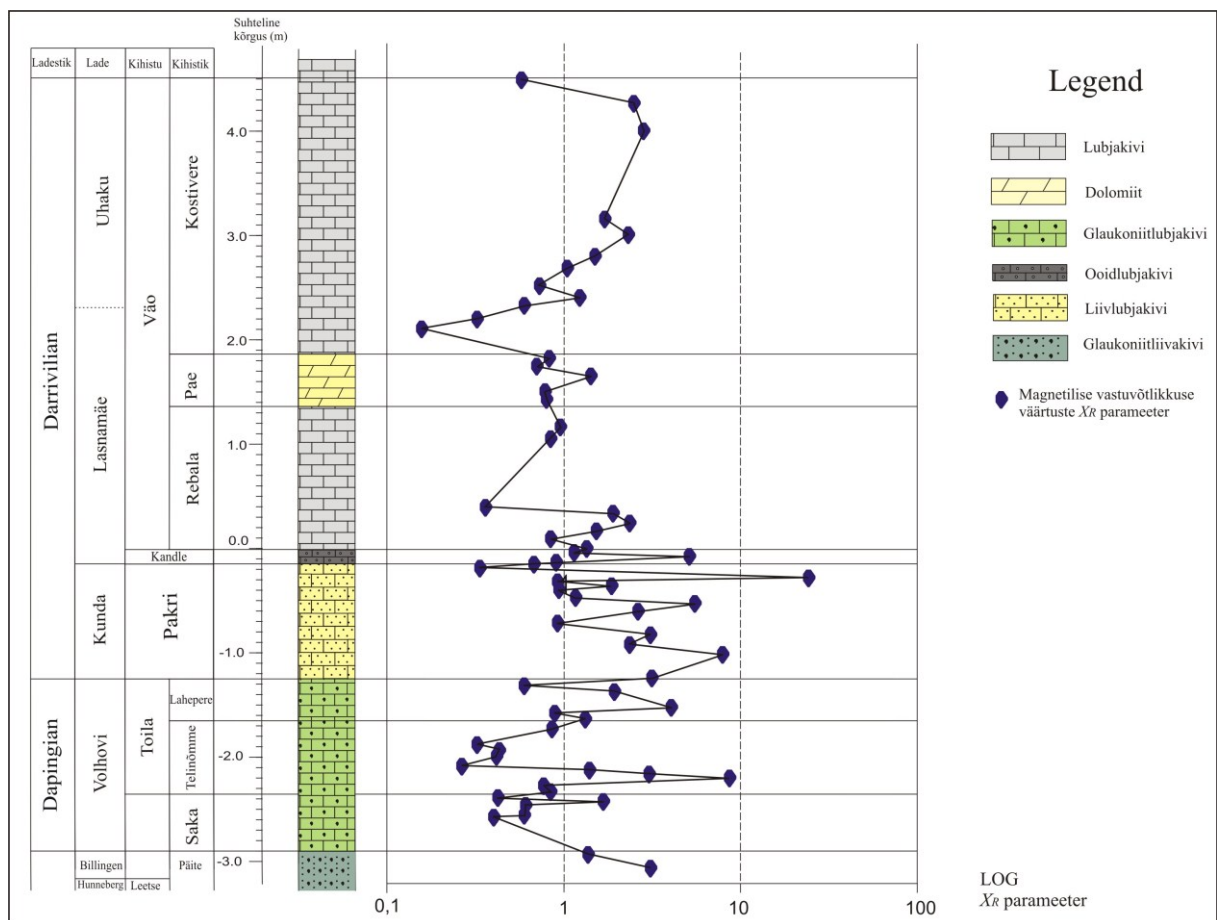
Aseri lademe magnetilise vastuvõtlikkuse kõrged väärtused korreleeruvad Baltika paleobasseini ahenemisega (Joonis 8). Seda toetab ka raudooiide olemasolu kihistikus. Sturesson *et al.*, (1999) alusel on ooiide teke seotud merevee taseme muutustega, nimelt regressiooniga.

Pae kihistiku lamam **Rebala** ja lasum **Kostivere** kihistikud on sarnase magnetilise vastuvõtlikkusega ja ei väljenda olulist merevee taseme muutust. Suhteliselt muutumatu (siiski nõrgalt sügavnev) on ka mainitud kihistikele vastav mereveetaseme kõver (Dronov *et al.*, 2011). Magnetiline vastuvõtlikkus ei korreleeru selles vahemikus $\delta^{13}\text{C}$ väärtuste vähenemisega (kliima jahenemine; Ainsaar *et al.*, 2010).



Joonis 8. Uuga paljandi magnetilise vastuvõtlikkuse kõver, Kesk-Ordoviitsiumi mereveetaseme kõver, Kesk-Ordoviitsiumi $\delta^{13}\text{C}$ kõver (Dronov *et al.*, 2011; Ainsaar *et al.*, 2010 alusel). Legend on toodud joonisel 4.

Parameeter X_R võimaldab iseloomustada superparamagnetiliste terade jaotust, st millises suuruste vahemikus, kitsas või laias, superparamagnetilised terad esinevad (Hrouda, 2011). Üldiselt vastavad ka suuremad parameeter X_R väärtused ka väiksematele superparamagnetiliste terade suurustele, ja vastupidi. Parameetri väärtused on uuritud läbilõike ulatuses suhteliselt muutlikud (Joonis 9). Mõnevõrra suuremad (suurenedes vahemikus Volhovist Kunda lademeni) aga ka varieeruvamad väärtused esinevad läbilõike alumises pooles. Suhteliselt madalamad väärtused esinevad Rebala ja Pae lademes ning Lasnamäe lademe basaalses osas.



Joonis 9. X_R parameetri kõver.

7. Kokkuvõte

Käesolevas bakalaureusetöös käsitletakse Eesti Kesk-Ordoviitsiumi vanusega kivimite magnetilist vastuvõtlikkust. Materjal pärineb Pakri poolsaare Uuga paljandist. Mõõtmiste alusel koostati magnetilise vastuvõtlikkuse ja selle tuletiste kõverad.

Töö eesmärgiks oli luua Uuga paljandi magnetilise vastuvõtlikkuse kõver ja võrrelda seda kivimite litoloogilise koostisega; uurida superparamagnetilise fraktsiooni osakaalu, selgitada välja proovide sobivust paleomagnetilisteks uuringuteks ja võrrelda saadud magnetilise vastuvõtlikkuse väärtuseid Kesk-Ordoviitsiumi mereveetaseme kõikumistega.

Tööst järeldub, et Uuga paljandi magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused korreleeruvad läbilõike litostratigraafiliste üksustega ning üldjoontes ka merevee taseme muutustega. Selgus, et suurimad magnetilise vastuvõtlikkuse väärtused esinevad vaid kas dolomiidistunud või kõrge glaukoniidi sisaldusega kihistikes. Superparamagnetiliste fraktsiooni osakaalu proovides hinnates selgus, et Aseri ja Volhovi lademe kivimid omavad olulist tähtsust paleomagnetiliste uuringute jaoks.

Antud bakalaureuse töö käigus oli oluline ka metoodika omandamine ja õppimine.

Tänu sõnad

Käesoleva bakalaureuse tööga seoses olen kõige suurema tänu võlgu Jüri Pladole, kelle asjalikud kommentaarid ja abi töö koostamisel on hindamatu ning kes oli alati abivalmis, kui ma tema nõuandeid vajasin.

Sooviksin südamest tänada geoloogia osakonna õppejõude toredate ja huvitavate loengute eest.

Kasutatud kirjandus

- Ainsaar, L., Kaljo, D., Martma, T., Meidla, T., Männik, P., Nõlvak, J. and Tinn, O., 2010, Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: A correlation standard and clues to environmental history, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 294: 189–201.
- Artyushkov, E.V., Tesakov, Yu.I. and Chekhovich, P.A., 2008, Ordovician sea-level change and rapid change in crustal subsidence rates in East Siberia and Baltoscandia, *Russian Geology and Geophysics* 49: 633-647.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V. I., Puchkov, V.N. and Volozh, Yu.A., 2008, The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia, *Precambrian Research* 160: 23–45.
- Butler, R.F., 2004, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Electronic Edition, <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagsource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf> (20.05.2013).
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2005, Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity, *Earth-Science Reviews* 72: 39 – 66.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R. and Hladil, J., 1997, Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian–Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe, *Episodes* 20: 167-175.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A. and Feist, R., 2000, Proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian–Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco), *Episodes* 23: 93-101.
- Dearing, J., 1999, Environmental Magnetic Susceptibility, http://gmw.com/magnetic_properties/pdf/Om0409%20J_Dearing_Handbook_iss7.pdf (20.05.2013).
- Dearing, J.A., Bloemendal J. and Boyle J.F., 1999, Association between the organic matter content and magnetic properties in street dust, Liverpool, UK, *The Science of the Total Environment* 241: 205-214.

- Dronov, A. V., Ainsaar, L., Kaljo, D., Meidla, T., Saadre, T. and Einasto, R., 2011, Ordovician sequence of Baltoscandia: facies, sequences and sea-level changes, in Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. and García-Bellido, D. (eds) *Ordovician of the World*: 143-150.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö., 1997, *Rock Magnetism Fundamentals and frontiers*, Cambridge University Press, 595 pp.
- Egerquist, E., 2004, *Ordovician (Billingen and Volkhov stages) brachiopod faunas of the East Baltic*, Dissertation, Uppsala University, 34 pp.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. and Young, R.H., 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity, *Geology* 28: 1135-1138.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Richards, B.C., Benoist S.L. and Lambert L.L., 2007, MSEC data sets record glacially driven cyclicity: Examples from the arrow canyon Mississippian–Pennsylvanian GSSP and associated sections, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255: 377–390.
- Evans, M.E. and Heller, F., 2003, *Environmental Magnetism Principles and Applications of Enviromagnetics*, Academic Press, Oxford, 299 pp.
- Gupta, H. K., 2011, *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Springer, The Netherlands, 1539 pp.
- Hints, O., Viira, V., and Nõlvak, J., 2012, Darriwilian (Middle Ordovician) conodont biostratigraphy in NW Estonia, *Estonian Journal of Earth Sciences* 61: 210-226.
- Hrouda, F., 2011, Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened, *Geophysical Journal International*, 187: 1259-1269.
- Katinas, V. and Nawrocki, J., 2006, Application of magnetic susceptibility for correlation of the Lower Triassic red beds of the Baltic basin, *Geologija* 56: 53-59.
- Lanza, R. and Meloni, A., 2006, *The Earth's Magnetism An Introduction for Geologists*, Springer, Germany, 278 pp.

- Mayer, H. and Appe, E., 1999, Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the Early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy, *Cretaceous Research* 20: 189–214.
- Mägi, S., 1970, Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии, [The Ontican Rocks in Central and West Estonia], *Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology*, 19: 141-146.
- Mägi, S., 1984, Характеристика стратотипа онтикаской подсерии, [A characterization of the type sections of the Ontika Subseries], *Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology*, 33: 104-112.
- Männil, R., 1966, История развития Балтийского бассейна в ордовике, [*Evolution of the Baltic Basin during the Ordovician*], Valgus, Tallinn: 200 pp.
- Nestor, H., Soesoo, A., Linna, A., Hints, O. and Nõlvak, J., 2006, Ordoviitsium Eestis ja Lõuna-Soomes. *GEOGuide Baltoscandia*, Tallinn, 32 lk.
- Orviku, K., 1960, О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии [On lithostratigraphy of the Toila and Kunda stages of Estonia], In: *Тезисы докладов научной сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф.Б. Шмидта*: 30-34.
- Plado, J. and Kalberg, A.L. 2010, Magnetic susceptibility of Ordovician rocks, in Põldvere, A. (ed) *Viki Drill Core, Estonian Geological Sections* 10: 28-30.
- Plado, J., Preeden, U., Puura, V., Pesonen, L.J., Kirsimäe, K., Pani, T. and Elbra, T., 2008, Paleomagnetic age of remagnetizations in Silurian dolomites, Rõstla quarry (Central Estonia), *Geological Quarterly* 52: 213-224.
- Plado, J., Preeden, U., Pesonen, L., Mertanen, S. and Puura, V., 2010, Magnetic history of Early and Middle Ordovician sedimentary sequence, northern Estonia, *Geophysical Journal International* 180: 147-157.
- Preeden, U., Plado, J., Mertanen, S. and Puura V., 2008, Multiply remagnetized Silurian carbonate sequence in Estonia, *Estonian Journal of Earth Sciences* 57: 170-180.
- Preeden, U., Kalberg, A.-L., Plado, J. and Ainsaar, L., 2009, Magnetic susceptibility as additional tool in stratigraphic correlations: A case study of the Middle and Upper

Ordovician sedimentary succession, Estonia, *IGCP-580: Magnetic susceptibility, correlations and paleoenvironments*.

Racki, G., Racka, M., Matyja, H. and Devleeschouwer, X., 2002, The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish–Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181: 251-297.

Roberts, D., 2003, The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues, *Tectonophysics* 365: 283-299.

Rõõmusoks, A., 1983, *Eesti aluspõhja geoloogia*, Valgus, Tallinn, 224 lk.

Shogenova, A. and Kleesment, A. 2006, Diagenetic influences on the iron-bearing minerals in Devonian carbonate and siliciclastic rocks of Estonia, *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences Geology* 4: 269-295.

da Silva, A.-C., and Boulvain, F., 2006, Upper Devonian carbonate platform correlations and sea level variations recorded in magnetic susceptibility, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240: 373-388

Sturesson, U., Dronov, A. and Saarde, T., 1999, Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology* 123: 63-80

Suuroja, K., Morgen, E., Mardim, T., Otsmaa, M., Kaljuläte, K., Vahtra, T., All, T. and Kõiv, M., 2010, *Eesti geoloogilise baaskardi Paldiski (6333) leht. Seletuskiri*. Eesti Geoloogiakeskus. Kaardistamise osakond, Tallinn, 111 lk.

Tammekänd, M., Hints, O. and Nõlvak, J., 2010, Chitinozoan dynamics and biostratigraphy in the Vão Formation (Darriwilian) of the Uuga Cliff, Pakri Peninsula, NW Estonia, *Estonian Journal of Earth Sciences* 59: 25-36.

Tarduno, J.A., 1995, Superparamagnetism and reduction diagenesis in pelagic sediments – enhancement or depletion, *Geophysical Research Letters* 22: 1337-1340.

Tauxe, L., 2009, *Essentials of Paleomagnetism*: Electronic Edition, <http://magician.ucsd.edu/essentials/WebBook.html> (20.05.2013).

- Torsvik, T.H., Trench, A., 1991, The Ordovician of the Iapetus Ocean in Britain: new palaeomagnetic constraints. *Journal of the Geological Society* 148: 423–425.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Van der Voo, R., Trench, A., Abrahamsen, N. and Halvorsen, E., 1992, Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications, *Earth-Science Reviews* 33: 133-152.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Conall, M.N., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A. and Cocks, L.R.M., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics, *Earth-Science Reviews* 114: 325-368.
- Worm, H. and Jackson, M., 1999, The Superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff, *Journal of Geophysical Research* 104: 25,415-25,425.
- Zhang, S., Wang, X. and ZhuMagnetic, H., 2000, Magnetic susceptibility variations of carbonates controlled by sea-level changes, *Science in China Series D: Earth Sciences* 43: 266-276.

Summary

The present bachelor thesis considers magnetic susceptibility of Estonian Middle-Ordovician rocks. The material was collected from the Uuga outcrop of Pakri peninsula. The curve of magnetic susceptibility at different frequencies and their derivatives were composed on the basis of the measurements.

The main purpose of the study was to study magnetic susceptibility of Uuga outcrop and compare results with rock lithology; examine the proportion of superparamagnetic fraction in the samples, determine the eligibility of samples for further palaeomagnetic research, and assess the correlations between Middle-Ordovician sea-level fluctuations.

The results of this study indicate that there exists a correlation between magnetic susceptibility, rock lithology and sea-level fluctuations. The highest magnetic susceptibility values occur in strata with a high dolomitization rate and high content of glauconite. It can also be concluded that Aseri and Volkhov formations have a significant value for further palaeomagnetic research.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina Marija Dmitrijeva

(sünnikuupäev: 12.08.1992)

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose „Pakri poolsaare Uuga paljandi läbilõike magnetiline vastuvõtlikkus”, mille juhendaja on Jüri Plado,
 - 1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
 - 1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.
2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, 24.05.2013