

Tartu Ülikool
geoloogia instituut

Margus Palolill

**LOODUSLIKE SAVIDE JA SAVIPINNASTE GEOTEHNILISTE OMADUSTE
SÕLTUVUS SAVIMINERAALSEST KOOSTISEST: EKVIVALENTSE
BASAALSE DISTANTSI KONTSEPTSIOON**

teadusmagistriväitekirj geoloogias

juhendajad:
Kalle Kirsimäe
Peeter Talviste

TARTU 2007

Sisukord

1. Sissejuhatus	3
2. Savide omadused	6
2.1 Savimineraalid	7
2.2 Füüsilised omadused	10
3. Materjalid ja meetodid.....	13
3.1 Lõimiseanalüüs	16
3.2 Mineraloogia.....	17
3.3 EBD - ekvivalentne basaalne distant	19
3.4 Geotehniliste parameetrite analüüs.....	19
3.5 Vahetatavad katioonid ja katioonvahetusvõime (CEC).....	20
4. Tulemused	21
4.1 Lõimis	21
4.2 Mineraloogia.....	23
4.3 Ekvivalentne basaalne distant –EBD	30
4.4 Savide geotehnilised omadused	32
4.5 Katioonvahetusvõime	33
5. Arutelu.....	35
Järeldused	46
Summary	48
Tänuavaldused.....	50
Kasutatud kirjandus	51

1. Sissejuhatus

Pinnaste ja setete füüsikaliste omaduste üheks määravamaks teguriks on saviosakeste sisaldus ja omadused. Teede lagunemine, pinnase erinevast vajumisest tingitud vundamentide kahjustused ja maalihked on ainult mõned näited, mis on otseselt seotud pinnaste koostise ja savimaterjali osakaaluga selles.

Erinevalt pinnase jämedateralistest osistest on saviosakestele, tulenevalt nende suurest eripinnast ja kõrgest pinnalaengust iseloomulikud elektrokeemilised omadused (Dixon & Weed, 1989). Kui erineva mineraalse ja/või kivimilise koostisega jämedateralised osakesed omavad ümbritseva keskkonnaga füüsikaliselt diskreetselt määratletavat piirpinda, siis saviosakestel on tänu pinna hüdratiseerumisele piirpind üleminekuline. Saviosakesed kleepuvad jämedamate pinnaseosakeste külge ja kui neid on piisavalt, siis takistavad nad jämedamate osakeste kokkupuudet (Mitchell & Soga, 2005). Kuna enamasti on peeneteraliste setete ja pinnaste omadused määratud neis sisalduva savifraktsiooniga, siis on savide (savimineraalide) koostise ja omaduste tundmine määrava tähtsusega pinnaste omaduste mõistmisel.

Savimineraalide omaduste ja pinnaste geotehniliste parameetrite omavahelist sõltuvust on uuritud geotehnika kui teadusharu tekkimise algusaastatest (Mitchell & Soga, 2005). Kõige olulisemaks saviosakeste omaduseks on nende võime mõjutada pinnaste veelisi omadusi. Saviosakeste sisaldus suurendab setete (suletud)poorsust ja seega ka sette võimet vett kinni hoida (siduda), mida veelgi võimendab paljude savimineraalide omadus siduda molekulaarset vett oma struktuuri. Sellelaadsetest katsetest, mis olid suunatud veesisalduse ja omaduste muutumise vaheliste seoste selgitamisele, jõuti (savi-)pinnaste voolavus- ja plastsuspiiri teooriateni, mida esimesena tutvustas Albert Atterberg 1911. aastal ning mida 1930ndatel standardiseeris Arthur Casagrande (Skempton, 1970). Voolavus- ja plastsuspiire tuntaksegi tihti Atterberg'i piiridena.

Voolavuspiir (w_L) on defineeritud kui veesisaldus, mille juures antud materjal läheb voolavast olekus plastsesse. Plastsuspiir (w_P) defineeritud kui veesisaldus, mille juures antud materjal läheb plastsest olekust tahkesse. Voolavuspiiri ja plastsuspiiri vahe on plastsusindeks (I_P).

Peale tähelepanekuid, et Atterbergi piirid sõltuvad samadest faktoritest, mis määravad veeläbilaskvust ja tugevust, hakati läbi viima uurimusi selgitamaks seoseid Atterbergi piiride ja koostise vahel. Nende uuringute tulemusena on selgitatud mitmesugused sõltuvused savide punduvusomaduste, kokkusurutavuse, veeläbilaskvuse, nihketugevuse ja Atterbergi piiride vahel (Mitchell & Soga, 2005; Burland, 1990; Sridharan et al., 1986; Skempton, 1970). Samas on uuritud ka Atterbergi piire ja teisi füüsikalisi omadusi kontrollivaid mehhanisme. Savifraktsiooni sisalduse ja voolavus- ning plastsuspiiri vahel on selge seos (Seed et al., 1964). Voolavuspiiri, mis on olulisim, plastsusomadus mõjutab oluliselt savimineraali tüüp ning voolavuspiir suureneb reas: kaoliniit – illiit - smektiit (Sridharan et al., 1986).

Siiski ei ole leitud seosed alati üheselt mõistetavad ning igal konkreetsel juhul, sõltuvalt saviosakete sisaldusest ja ümbritsevatest keskkonnatingimustest võivad vaadeldud nähtused olla suurtes piirides varieeruvad ning kohati ka vastuolulised (Mitchell & Soga, 2005). Näiteks näitas Borchart (1984), et smektiitse pinnase voolavuspiir oli peale töötlemist KCl-ga 97%, kuid peale töötlemist $AlCl_3$ -ga langes see 70%-le, mis näitab plastsusomaduste tugevat sõltuvust keskkonna keemilisest koostisest. Seejuures on teada, et punduvate savimineraalide voolavus- ja plastsuspiir muutuvad sõltuvalt struktuuri kihtidevahelist ruumi täitvast katioonist ning need vähenevad vastavalt reas $Na > Ca > K$ (Abdullah et al., 1999).

Savide mineraloogiline koostis määrab nende geotehnilised ja füüsikalised omadused, kuid lisaks mineraloogilisele koostisele mängivad tähtsat rolli ka granulomeetriline koostis, ümbritseva keskkonna keemiline koostis ja pinnases leiduv orgaaniline aine. Johtuvalt sellest on universaalsete seaduspärasuste ja sõltuvuste väljatöötamine seotud teatava ebakindlusega. Kuid kuna peendisperssete pinnaste omadused on suuresti determineeritud savimineraalide poolt, siis on pinnase koostise ja seal leiduvate mineraalide tundmine alustalaks pinnaste omaduste mõistmisel. Üldiselt omavad smektiitsed materjalid suuremat kokkusurutavust, väiksemat vee läbilaskvust, suuremat punduvust/kuivamispotentsiaali ja on väiksema nihketugevusega kui illiitsed või kaoliniitsed pinnased (Mitchell & Soga, 2005). Eelnevad seosed on kehtivad küll üldiselt, kuid siiski on võimalik, et geotehnilised omadused erinevad ühe ja sama savimineraali raames, näiteks olenevalt poorivee füüsikalise-keemilistest omadustest (Sridharan & Jayadeva, 1982; Abdullah et al., 1999).

Vähendamaks võimalike variatsioonide hulka, põhinevad enamus nendest sõltuvustest puhaste, monomineraalsete savide ja nende kunstlike segude analüüsil (Mitchell & Soga 2005). See elimineerib näiteks erineva koostisega osakeste omavahelised interaktsioonid, kuid samas peab arvestama, et selliselt leitud seaduspärasusi ei saa üheselt laiendada looduslikele savidele ja pinnastele, mis ei ole pelgalt liiva, aleuriidi ja savi segu, vaid nad on süsteemid, kus omadused sõltuvad mitmetest koosmõjudest ja faktoritest (Sridharan et al., 1988).

Schmitz et al. (2004) näitas, et Atterbergi piiride ja savide mineraalse koostise suhtestamisel tuleb arvestada savide mineraalset koostist nii kvantitatiivselt kui ka kvalitatiivselt ning esitas **ekvivalentse basaalse distantsti** (*equivalent basal spacing distance* – *EBS*) kontseptsiooni. Ekvivalentse basaalse distantsti (EBD) kontseptsioon seostab polükomponendilises savimineraalide segus olevate mineraalide fundamentaalse struktuurse ehituse ja pinnase plastsusomadused, mis võimaldab kiiresti ja usaldusväärselt kirjeldada pinnaste plastsusomadusi polükomponendiliste segude mineraalse analüüsiga.

Schmitz et al. (2004) uurimus käsitles erineva koostisega puhtaid savisid ja nende kunstlikke segusid ning leitud seaduspärasus EBD ja savide geotehniliste omaduste vahel ei arvestanud kasutatud punduvate savide katioonvahetuslike omadustega. Siiski peab arvestama, et looduslike savide, eriti erineva koostisega, kuid geneetiliselt seotud üleminekulist transformatsioonirida moodustavate savimineraalide ja nende assotsiatsioonide omadused võivad oluliselt erineda põhimõtteliselt erinevat päritolu savide(mineraalide) kokkusegamisel saadud segudest. Sellest lähtuvalt oli käesoleva magistritöö eesmärgiks selgitada pinnaste universaalsete geotehniliste parameetrite - Atterbergi piiride ning ekvivalentse basaalse distantsti seosed erineva koostise ja geneesiga looduslikes savides ja savipinnastes.

2. Savide omadused

Savideks nimetatakse sedimentoloogilises nomenklatuuris peeneteralisi setendeid, mis koosnevad osakestest, mille valdav terasuurus on väiksem kui 0,002 mm ($<2\ \mu\text{m}$). Viimaseid nimetatakse granulomeetrilises klassifikatsioonis saviosakesteks (Friedman 1992; Kleesment & Sinisalu, 2002). Sõltuvalt kasutavast granulomeetrilisest skaalast/süsteemist võidakse saviks või ka peliidiks nimetada üsnagi erineva terasuurusega setteid/setteosakesi. Anglo-ameerika maades on levinud saviosakeste piirina ka 0,004 mm ($<4\ \mu\text{m}$) (Friedman, 1992) ning vene koolkonnas nimetatakse peliidiks (*pro* saviks) osakesi/setet, mille terasuurus on väiksem kui 0,01 mm ($<10\ \mu\text{m}$) (Kleesment & Sinisalu, 2002).

Tavaliselt sisaldavad looduslikud settelised savid, sõltuvalt geneesist, rohkem või vähem aleuriidi (2-63 μm), liiva (63 μm – 2 mm) või isegi kruusa osakesi ($>2\ \text{mm}$). Vastavalt nimetatakse näiteks savikat setendit, mis sisaldab saviosakesi ligikaudu 30-50%, liivsaviks või saviliivaks setendit, milles saviosakesi on 10-30%. Omaette rühma moodustavad savikates setendites sorteerimata liustikusetted ja moreenid, millede maatriks võib samuti koosneda märkimisväärsel osal savifraktsioonist, kuid sisaldab selle kõrval ka kõiki teisi fraktsioone alates aleuriidist kuni rahnudeni.

Savide rakenduslik klassifikatsioon ja definitsioon erineb sedimentoloogilisest lähenemisest ning lisab sellele geotehnilise ja mineraloogilise dimensiooni. Nii loeti Eesti Vabariigi Maapõueseaduse 1996. a. redaktsioonis savideks setted, mis koosnevad peamiselt savimineraalidest ja mille osakeste läbimõõt on valdavalt alla 0,01 mm ($<10\ \mu\text{m}$). Täiendava parameetrina toodi selles seaduse redaktsioonis esile savide peamine füüsikaline omadus – plastsus ning savi pidi olema tsementeerumata, kuid sidus sete, mis moodustab teatud veesisaldusel plastse massi, mida saab vormida ja mis säilitab vormitud kuju. Maavaraks loeti savi, kui lasundi paksus oli üle 1 m ja savi plastsusarv on >7 (Maavara, 1995; Maavara uuringu, 1995).

1. aprillist 2005 kehtivas Eesti Vabariigi Maapõueseaduses määratakse maavarade (nõutavad) omadused eraldi Keskkonnaministri määrusega. Vastavalt on keskkonnaministri 21. aprilli 2005. a määruses nr 29 – *Nõuded maavaravarude kategooriatele ja maavaradele ning maavaravarude kasutusala nimistu* – savi

defineeritud, kui “valdavalt savimineraalidest koosnev setend, mille plastsusarv on vähemalt 7” (Nõuded..., 2005).

2.1 Savimineraalid

Savide mineraalses koostises domineerivad savimineraalid, kuna just valdava enamuse savimineraalide kristalliidid kontsentreeruvad looduslikes setendites fraktsiooni $<2\ \mu\text{m}$ ($<10\ \mu\text{m}$). Savimineraalid on kristalloeemiliselt määratletavad kui hüdratiseerunud (alumo-)silikaadid, mis moodustavad füllosilikaatide ehk kihtsilikaatide grupi. Nende mineraalide struktuurseks iseärasuseks on struktuursete komponentide (aatomid, ioonid, kompleksioonid) ruumiline paigutus paralleelsete tasapindadena (Velde, 1995; Meunier, 2005).

Sellised pinnad koosnevad Si-tetraeedrite ($[\text{SiO}_4]^{4-}$) kuueliikmelistest rõngastest, mis "liitudes" moodustavad esimese struktuurse kihi e. tetraeedrilise kihi. Tetraeedrilise kihi ideaalne koostis on T_2O_5 ($\text{T} = \text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$) (T_4O_{10}). Ruumiliselt pidev tetraeedriline kiht, mille basaalsed O^{2-} moodustavad heksagonaalse võrgustiku, on kihtsilikaatide peamiseks struktuurseks tunnuseks.

Tetraeedrilise kihiga on seotud teine struktuurne tase – oktaeedriline kiht, mis on esimesega seotud läbi Si-tetraeedri apiksaalsete (e. tipmiste) O^{2-} ionide. Oktaeedriline kiht moodustub sisuliselt kaheksast hapnikust, mis on paigutunud ruumis oktaeedri tippudesse. Iga oktaeeder on seotud lateraalselt ühiste külgede kaudu teiste oktaeedriga ning vertikaalselt tetraeedrilise kihiga ühise O^{2-} ja mitteühiselt seotud OH^- rühma kaudu, milline asetseb tetraeedritest heksagonaalse rõnga tsentri kohal tetraeedrite tipmiste hapnikega samas tasapinnas (Velde, 1995).

Oktaeedri tsentris paiknevaks koordineerivaks katiooniks on tavaliselt Mg , $\text{Fe}^{2+,3+}$ või Al , kuid esinevad ka Li , Cr , Mn , Cu , Zn . Väikseim oktaeedrilise kihi struktuurne ühik moodustub vähemalt kolmest oktaeedrist.

Oktaeedrilise kihi katioonsete positsioonide täituvuse järgi jagunevad kihtsilikaadid kahte rühma:

- (a) trioktaedrilised – kus kõigi kolme oktaedri tsentris paikneb katioon (kahevalentsed- Fe^{2+} , Mg)
- (b) dioktaedrilised – oktaedri positsioonidest on täidetud ainult kaks oktaedrit (kolmevalentsed- Fe^{3+} , Al)

Tetraedrilise ja oktaedrilis(t)e kihi(kihtide) liitumisel tekib struktuurne kihtide kompleks – pakett, mille ehituse/kombineerumise alusel klassifitseeritakse savimineraale. Kihtide omavahelise seotuse järgi eristatakse kahte põhilist kihtsilikaatide tüüpi:

1:1 ehk T.O. pakett, mis koosneb ühest tetraedrilisest ja ühest oktaedrilisest kihist. Oktaedrilise kihi väline külge koosneb seejuures OH rühmadest. Paketi korruseline korduvus $\sim 7 \text{ \AA}$ sammuga

2:1 ehk T.O.T. pakett, mis koosneb kahest tetraedrilisest kihist, mille vahel on oktaedriline kiht. Paketi väline külge on sellisel juhul moodustunud nn. basaalse hapniku kihtidest. Paketi korduvus $10 - 15 \text{ \AA}$ sammuga

Üksikute pakettide liitumisel moodustunud füllosilikaatide struktuuris jääb pakettide vahele nn. kihtidevaheline ruum. Elektrostaatiliselt neutraalsete pakettide korral on ruum tühi. Pakettide negatiivse laengu korral (näiteks alumosilikaatidel) kompenseeritakse laeng kihtidevahelises ruumis asuvate individuaalsete katioonide (K^+ , Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+}), hüdratiseerunud katioonide või oktaedriliselt koordineeritud hüdroksiidrühmadega (gruppidega). Viimased võivad kihtidevahelises ruumis lateraalselt ühinedes moodustada täiendava oktaedrilise kihi (nn. brussitne kiht), mis põhjustab 2:1:1 e. T.O.T.O. pakettide tekke, kus pakettide korduvus on $\sim 14 \text{ \AA}$ sammuga.

Pakettideks ühinenud tetraedrilised ja oktaedrilised kihid võivad olla elektriliselt neutraalsed või negatiivselt laetud. Elektroneutraalsed on struktuurid, kus oktaedrilisi positsioone täitvad katioonid nii di- kui ka trioktaedrilise täituvuse korral (vastavalt R^{3+} ja R^{2+}) kombineeruvad Si^{4+} katioonidega, mis täidavad kõiki võimalikke tetraedrilisi positsioone (silikaadid kitsamas mõttes). Kui osades tetraedrilistes positsioonides (kuni $2/3$ kogu struktuuri mahust) on toimunud Si^{4+} isomorfne asendumine teiste katioonidega (tavaliselt Al^{3+}), siis omandab pakett tervikuna negatiivse laengu. Teiseks võimaluseks on

asendumine Fe^{2+} , Mg^{2+} - Al^{3+} , di-oktaedrilises kihis, mille tulemusena tekib samuti summaarne negatiivne laeng (Velde, 1995).

Maksimaalne kihilaeng enamuse 2:1 tüüpi savimineraalide jaoks on -1.00 struktuurse ühiku kohta. Elektronegatiivsus kompenseeritakse ülalnimetatud katioonide ja/või kompleksidega kihtidevahelises ruumis.

Kihtsilikaatide klassifikatsioon sõltub nende struktuurimotiivist (struktuursete kihtide kombineerumisest) ja peamisteks rühmadeks on (Velde, 1995):

a) 1:1 tüüpi mineraalid – kaoliniidi-serpentiini pere, reeglina elektroneutraalsed nn 7 Å mineraalid. Kaoliniit – $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ – on tüüpiline intensiivse primaarsete alumosilikaatide porsumise produkt ja kaoliniiti sisaldavad savid (kaoliinid) on tänu kõrgele tulekindlusele hinnatud tooraineks keraamikatööstusele. Samasse rühma kuulub ka nt. krüsotüül, mille kiudjaks erimiks on krüsotüül-asbest.

b) 2:1 tüüpi mineraalid jagunevad sõltuvalt kihilaengust - neutraalsed, madalalaengulised ja kõrgelaengulised:

neutraalsed – pürofülliit $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, tüüpiliselt dioktaedriline Al-mineraal moondekivimites (kildad). Samasse rühma kuulub ka talk, mis on trioktaedriline 2:1 tüüpi kihtsilikaat. Pakettide korduvus 9,5-10 Å.

madalalaengulised – dioktaedrilised smektiidid (montmorillioniit – Al/Mg-, beidelliit – Al-, nontroniit – Fe-smektiit) – $\text{M}^0_{<0.5}(\text{Al},\text{Fe},\text{Mg})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2^* n\text{H}_2\text{O}$. Trioktaedrilised madalalaengulised mineraalide näiteks tavaline parasvöötme muldades tekkiv vermikuliit – $\text{M}^0_{<0.5}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_{<3}(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2^* n\text{H}_2\text{O}$. Nende madalalaenguliste savimineraalide (kihilaeng -0,2 kuni -0,7) peamiseks omaduseks on punduvus ehk võime siduda/adsorbeerida kihtidevahelisse ruumi hüdratiseerunud katioone ja/või polaarseid molekule (vesi, etüleenglükool, glütseriin). Pakettide korduvuse samm sõltub hüdratatsiooniastmest – dehüdratiseeritud mineraalidel on see 10-11 Å, veemolekulidega hüdratiseeritult ~15 Å ja orgaaniliste kompleksidega kuni 17-19 Å.

kõrgelaengulised – tavaliselt on savimineraalidest sellised illiidi tüüpi mineraalid, millede kihilaeng on -0,7 – -1,0. Illiit – $\text{K}_{0.7-0.9}(\text{Al},\text{Fe},\text{Mg})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ - on kõige levinum savimineraal ja esineb domineerivana väga erineva geneesiga

setendites. Progresseerual moondel läheb illiit sujuvalt üle vilkudeks (muskoviit). Illiidil puudub rangelt määratledes punduvus, kuid ta on võimeline osalema piiratult katioon-vahetuses. Tavaliselt on illiidi tüüpi mineraalid di-oktaeedrilised, kuid esinevad ka nn. üleminekulised di-trioktaeedrilised kõrgelaengulised 2:1 mineraalid – nt. glaukoniit. Struktuurse paketi korduvus on 10-10,5 Å.

c) 2:1:1 tüüpi mineraalid on kloriidid, mis võivad olla väga laias piiris varieeruva koostisega tri- ja dioktaeedrilised mineraalid. Settekivimites on kloriidid siiski tavaliselt trioktaeedrilised. Struktuurse paketi korduvus on 14 Å.

Eraldi rühmana on savimineraalide hulgas *segakihilised savimineraalid*, mis koosnevad kahe või enama struktuurse paketi kombinatsioonidest. Näiteks on settekivimites väga levinud illiit-smektiidid, mis koosnevad erinevas proportsioonis ja erineva liitumiskorrapäraga liidetud illiidi ja smektiidi kihtidest. Samuti on levinud nt. muldades illiit-vermikuliidi, illiit-smektiit-vermikuliidi jn. mineraalid. Segakihiliste mineraalide genees ja füüsikaline olemus ei ole täiesti selge, kuid nad on metastabiilsed vahefaasid savimineraalide arengureas – nii murenemisel kui ka diageneetilisel transformeerumisel. Segakihiliste mineraalide struktuurse paketi korduvus sõltub mineraali moodustavate faaside ehitusest ja vahekorrast. Illiit-smektiidil võib olla see hüdratiseeritud vormis 15-10,5 Å sõltuvalt vastavalt smektiidi ja illiidi kihtide osakaalust. Segakihiliste mineraalide punduvusomadused sõltuvad samuti nende koostisest, kuid on reeglina halvemad kui smektiitidel.

Looduslikud (settelised) savid on tavaliselt mitme savimineraali polükomponendilised segud ning tavalisemad mineraalid savides on illiit, smektiit, illiit-smektiit, kaoliniit ja harvem kloriit (Meunier, 2005).

2.2 Füüsikalised omadused

Savide füüsikalised omadused on tingitud nende koostisosade – savimineraalide a) struktuursetest iseärasustest ja b) saviosakeste kolloidaalsetest omadustest, mis on seotud savimineraalide kristalliitide suurusega ning saviosakeste suure eripinnaga (Velde, 1995; Mitchell & Soga, 2005). Erinevalt pinnase jämedamatest osistest on saviosakestele,

tulenevalt nende suurest eripinnast ja kõrgest pinnalaengust, iseloomulikud elekrokeemilised omadused. Kui jämedamad osakesed omavad ümbritseva keskkonnaga kindlat piirpinda, siis saviosakestel on antud piirpind suhteline (Dixon & Weed 1989).

Valdav enamus savimineraalide diskreetseid kristalliite kontsentreerub (looduslikes süsteemides) fraktsiooni $<2 \mu\text{m}$. Sellest tingituna on neil võrreldes mahuga väga suur välispindala (eripind). Tänu struktuursetele asendumistele (isomorfne Si asendumine Al-ga savimineraali kihtstruktuuris) on savimineraalide kristalliitide servadel/pindadel negatiivne laeng. Seejuures sõltub laengu märk osaliselt keskkonna reaktsioonist ning happelises keskkonnas ($\text{pH} < 7$) on pinnalaeng positiivne, st. pinnale seotakse anioone ja /või anioonkomplekse. Leeliselises keskkonnas vastupidi on pinnalaeng negatiivne ja seotakse katioone. Peale selle võivad savimineraalid siduda komplekse ka struktuuri kihtidevahelisse ruumi. Savimineraalide ionivahetuslikke omadusi iseloomustatakse ionivahetusvõimega, mis defineeritakse sorbeeritud katioonide summana (cmol/kg). Punduvate savimineraalide korral suureneb katioonivahetusvõime lineaarselt kihilaengu kasvuga (Meunier, 2005; Mitchell & Soga, 2005).

Saviosakestele adsorbeeritud veemolekulid määravad peamised savide praktilised omadused - plastsus, toitaminete seotus, kompakteeritavus, suspensiooniomadused jn. Punduvate savimineraalide kihtidevahelisse ruumi seotava vee hulka kontrollivad kolm faktorit: 1) veemolekuli polaarsus, 2) katioonide suurus ja laeng ning 3) vastakuti paiknevate kihipakettide laeng. Viimased kaks sõltuvad otseselt diskreetsete savimineraalide struktuursetest omadustest ning võivad erinevatel savimineraalidel suuresti varieeruda. Näiteks võib dehüdratiseeritud smektiit siduda kuni 1500-2000% vett (st. 15-20 korda rohkem kui mineraali kuivmass), samas kui pundumisvõimeta kaoliniit suudab siduda reeglina vaid 100-200% vett (Velde, 1995).

Geotehnilistest näitajatest olulisimateks peetakse plastsusomadusi (Atterbergi piirid), milledest universaalseim on voolavuspiir (Mitchell & Soga, 2005; Berti, 2003). Seejuures on voolavuspiir (w_L) defineeritud kui veesisaldus, mille juures antud materjal läheb voolavast olekus plastsesse. Plastsuspiir (w_P) defineeritakse kui veesisaldus, mille juures antud materjal läheb plastsest olekust tahkesse. Voolavuspiiri ja plastsuspiiri vahe on plastsusindeks (I_P).

Atterbergi piire kasutatakse laialdaselt peendisperseeritud pinnaste kirjeldamisel ja klassifitseerimisel ning nende kaudu saab hinnata pinnaste mehaanilisi omadusi. Õhukesed plaatjad savimineraalide kristalliidid liituvad üksteise külge alati suurimate pindadega ja käituvad seetõttu surve all ja/või nihkel näiliselt suuremate ühtsete kristallidena, mille sidusust on raskem lõhkuda. Sellel nähtusel põhinebki plastsus ehk omadus muuta surve all oma kuju, ilma et seejuures tekiks praod, ning säilitada kuju pärast surve eemaldamist.

Plastilisuse hindamise aluseks on plastsusarv – I_p , mis defineeritakse voolavuspiiri w_L ja plastsuspiiri w_P vahena (Coduto, 1999).

$$I_p = w_L - w_P, \text{ kus}$$

w_P – savimassi niiskus plastsuspiiril %

w_L – savimassi niiskus voolavuspiiril %

Vastavalt plastsusarvule jagatakse pinnased (savid) (Coduto, 1999):

mitteplastne	0-3
väheplastne	3-15
keskmiselt plastne	15-30
väga plastne	>30

Savide geotehnilised omadused sõltuvad nii nende lõimisest, mineraalsest koostisest, adsorbeeritud (vahetatud) katioonidest, pooriveest ja proovis leiduvatest amorfsest faasist (Mitchell & Soga, 2005).

Teatud keskkonnatingimustel (temperatuur, rõhk, pH, vee keemiline ja bioloogiline koostis) adsorbeerivad savimineraalid teatud hulgas ja teatud tüüpi katioone ja harvem anioonkomplekse. Vahetusreaktsioonid toimuvad vastavalt keskkonnamuutusele, need reaktsioonid võivad toimuda kõigi adsorbeeritud ionidega või siis ainult osaliselt. Vahetunud ioonid ei muuda üldjuhul savimineraalide struktuuri, kuid nad võivad tugevalt mõjutada pinnaste füüsikalisi ja füüsikalise-keemilisi omadusi (Coduto, 1999; Mitchell & Soga, 2005). Sellised reaktsioonid, mida tuntakse katioonide vahetusvõimena (CEC - *capacity of exchangeable cations*) ning eriti vahetatavate katioonide tüüp omavad suurt

mõju punduvate savide veesidumisvõimele ja seega ka Atterbergi piiridele ning eelkõige voolavuspiirile. Näiteks võivad naatrium-ja liitium-montmorillioniit punduda peaaegu piiramatult, eeldusel, et piisav hulk vett on olemas, piiravad jõud on minimaalsed ja elektrolüütide kontsentratsioon on madal (Grabowska-Olszewska, 2003; Mitchell & Soga, 2005).

Üldistatult on Atterbergi piiride ja savimineraalide vahelise sõltuvuses peamised tähelepanekud (Mitchell & Soga, 2005):

1. plastsus-ja voolavuspiiri väärtused võivad erinevate savimineraalide korral olla väga erinevad;
2. voolavuspiiri väärtus on alati suurem kui plastsuspiiri väärtus;
3. adsorbeeritud katiooni tüüp omab suure plastsusega savide puhul palju rohkem tähtsust kui väikese plastsusega savide korral;
4. mida suurem on plastsus, seda suurem on ka mahukadu kuivamisel.

3. Materjalid ja meetodid

Uuritud savid ja savipinnased esindavad erineva koostise ja geneesiga looduslikke materjale. Proovide valikul lähtuti tingimusest, et materjalid oleksid looduslikud setted ning esindaksid ilma täiendava rikastamise või lahjendamiseta võimalikult ühtlaselt normaaltingimustel kogu savimineraalide ekvivalentse basaalse distantssi teoreetilist vahemikku (so. 0 – ~15 Å). Sellest tingimustest lähtudes on proovivalikus materjalid liustikulist päritolu savikatest moreenidest kuni vulkaaniliste kivimite muutumisel tekkinud praktiliselt monomineraalsete bentoniitsavideni.

Sõltuvalt kitsamale geneesile jagunevad uuritud proovid 2 gruppi:

- 1) settelised (siinkohal käsitletud veekeskkonna või liustikulise sedimentatsiooni mõistes) savid ja savipinnased;
- 2) bentoniitsavid.

Esimese grupi moodustavad erineva geneesiga liustikulised savimoreenid, erinevat päritolu

veelised savid (merelised, magedaveelised) ja ümbersetitatud või primaarsete murenemiskoorikute savid. Teise grupi savid on spetsiifiliselt moodustunud vulkaaniliste ja/või püroklastiliste kivimite murenemisel ja diageneesil. Kuigi suurem osa selle grupi savidest on tekkinud vulkaaniliste kivimite/tuffide *in situ* murenemisel, loeti nende hulka ka Ordoviitsiumi vanusega K-bentoniidi savi, mis on tekkinud merre ladestunud vulkaanilise tuha transformeerumisel.

Järgnevalt on toodud kogutud materjalide geograafiline päritolu ja visuaalne lühiiseloostus ning stratigraafiline vanus. Värvus on antud Munselli skaala järgi (Munsell, 1998).

1) settelised savid ja savipinnased

Proov ps01: Arumetsa, Pärnumaa. Aleuriitne hele-pruunikas (7,5YR 6/3) savi. Proovitud on homogeenet savi ~10 m sügavusel Arumetsa karjääri pinnast. Vanus – Kvaternaar.

Proov ps02: Setomaa, Meremäe valla Küllatuva küla endise tellisevabriku saviauk. Värvuselt helehall (2,5Y 7/2), üksikute roostelaikudega, ühtlane savi. Vanus - Kesk-Devon.

Proov ps03: Setomaa Mikitamäe vallast Liivamäe talu. Savimoreen, helepruun (7,5YR 6/4) liivsavi, vähese kruusaga. Vanus - Kvaternaar

Proov ps04: savimoreen Võrumaa Antsla vallast Värtemäe talu maadelt Karula Rahvuspargis. Helekollakaspruun (10YR 6/4), tugevalt savikas vähese liiva ja aleuriidi sisaldusega materjal. Vanus – Kvaternaar

Proov ps05: Võrumaa Luhamaa karjäär (Misso savitööstuse karjäär). Aleuriitne ühtlane savi, värvuselt kollakaspruun (10YR 5/6). Vanus – Kvaternaar.

Proov ps06: Joosu karjääri (Põlvamaa) tulekindel savierim (karjäär suletud, proov saadud Misso savitööstusest). Ühtlane helehall (2,5Y 7/1) savi. Vanus - Kesk-Devon.

Proov ps07: Joosu karjääri (Põlvamaa) tulekindla savilasundi servaala (karjäär suletud, proov saadud Misso savitööstusest). Ühtlane helepunane (2,5YR 6/8), mõningate hallide laikudega savi. Vanus - Kesk-Devon.

Proov ps08: Lääne- Virumaa Kunda tsemenditehase Mereäärse karjääri põhjaseina ülemine astang. Homogeenne, kergelt rohekashall (GLEY 1 7/10GY) savi. Vanus - Alam-Kambrium.

Proov ps09: Pärnu lahe viirsavi (puurauk PÄ-12-03, N 58° 21,82' ja E 24° 31,07', sügavus 8 m). Helepruunikashall (2,5Y6/2) ühtlane savi. Vanus – Kvaternaar

Proov ps10: (Austria 1) Rutzendorf, Austria, ümbersetitatud benoniitsavi (?). Hele kollakaspruun (2,5Y 6/4) savi. Vanus – Kainosoikum (Miotseen)

Proov ps11: Saksamaa, sekundaarne murenemiskooriku kaoliniitsavi. Valge (5Y 8/1). Vanus – ebaselge (Kainosoikum)

Proov ps12: Tartumaa, Laeva leiukoha viirsavi. Värvus helepruunikas hall (10YR 6/2). Vanus - Kvaternaar

Proov ps14: (Austria 2) Rutzendorf, Austria, ümbersetitatud benoniitsavi (?). Kollakaspruun (10YR 5/8). Vanus – Kainosoikum (Miotseen)

Proov ps15: Tähtvere, Tartu. Homogeenne punane (2,5YR 4/6) savi. Vanus - Kesk-Devon.

Proov ps16: Nõo, Tartumaa. Ühtlane, nõrgalt aleuriitne savi, värvuselt punane (2,5YR 4/6). Vanus - Kesk-Devon.

Proov ps17: Tšassov Jar (Ukraina), homogeenne kaoliniitne tulekindel savi. Valge (2,5Y 8/1). Vanus – Kainosoikum (Pliotseen).

Proov ps18: liivsavimoreen Põlvamaa Mooste vallast Kivikülast Kuugemäe talu maadelt. Helepruun (7,5YR 6/4), vähese kruusaga liivsavi. Vanus – Kvaternaar.

Proov ps19: moreen Tartumaa Nõo vallast Unipiha küla lähedalt. Hele kollakaspruun (10YR 6/4), vähese kruusaga liivsavi. Vanus - Kvaternaär

2) bentoniitsavid

Proov ps20: Ivaničice leiukoht, Brno, Tšehhi. Homogeenne (helekollakas) valge seepjas savi (8/1 5Y). Vanus - Kainosoikum (Miotseen)

Proov ps21: Hiiumaa (puurauk F354). Kinnekulle bentoniit, homogeenne, (hallikas)valge savi (GLEY 18/N), Vanus – Ordoviitsium

Proov ps22: Primorje krai, Venemaa, kollakasvalge (8/2 5Y) bentoniitne materjal, Vanus - Kainosoikum

Proov ps23: Primorje krai, Venemaa, kollakas (8/4 2,5 Y) bentoniitsavi, Vanus - Kainosoikum

Proov ps24: Gumbria, Gruusia, bentoniitne savi (7/2 10 YR), Vanus – Kainosoikum (Eotseen)

Proov ps25: Armeenia 1 - Ijevani, Armeenia, bentoniitne savi (GLEY 1 (8/1 5GY), Vanus - Kainosoikum

Proov ps26: Armeenia 2 - Alevardi, Armeenia, bentoniitsavi (8/3 5Y), Vanus – Kainosoikum

3.1 Lõimiseanalüüs

Lõimiseanalüüs tehti looduslikus olekus proovidele (kokku 21 proovi) kombineeritud pipett- ja sõelanalüüsi meetodil. Loodusliku niiskuse juures olevad proovid kuivatati kuivatuskapis 24 tundi 105°C juures, homogeniseeriti ja vajaduse korral vähendati lõimiseanalüüsiks nõutud kaalutiseni (100 g). Esinduslikud proovid kaaluti ning

dispergeeriti destilleeritud vees, millele lisati 5 ml 5% naatrium-pürofosfaadi ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) lahust.

Lõimisefraktsioonide eraldamisel lähtuti phi-astmestiku baasil koostatud Kleesment ja Sinisalu (2002) klassifikatsioonist. Selle järgi on >2 mm osakesed jämepurdmaterjal, 2-0,063 mm liiv, 0,063-0,002 mm aleuriit ja $<0,002$ mm peliit e. savifraktsioon.

Üle 0,063 mm fraktsioonide lõimiseanalüüs viidi läbi sõelmeetodil, alla 0,063 mm puhul kasutati pipettmeetodit. Analüüsil eraldati järgmised fraktsioonid: >2 ; 2-1; 1-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,125; 0,125-0,063; 0,063-0,032; 0,032-0,016; 0,016-0,008; 0,008-0,002 mm.

3.2 Mineraloogia

Proovide mineraalne koostis määrati kahel meetodil – (a) kogukivimist ja (b) <2 μm savifraktsioonist.

Täiendavalt peenestatud ja homogeniseeritud kogukivimi materjalist valmistati Al-alustele pulberpreparaadid. Savipreparaatide valmistamiseks eraldati dispergeeritud saviproovidest uhteanalüüsil <2 μm fraktsioon, mis koaguleeriti MgCl_2 lahuse lisamisega ning kontsentreeriti tsentrifuugimisega. Mg^{2+} küllastatud materjalist tehti pastameetodil klaasalustele orienteeritud preparaadid.

Preparaatide difraktogrammid mõõdeti difraktomeetriga Dron-3M Tartu Ülikooli geoloogia instituudis, kasutades Ni-filtreeritud $\text{CuK}\alpha$ kiirgust. Digitaalselt registreeritud difraktogrammid mõõdeti vahemikus $2-50^\circ 2\theta$ sammuga $0,03^\circ 2\theta$ ja loendusajaga 5 sekundit pulberpreparaatidel ja $2-40^\circ 2\theta$ sammuga $0,02^\circ 2\theta$ ja loendusajaga 3 sekundit orienteeritud savipreparaatidel.

Pulberpreparaatide difraktogrammidelt mõõdeti mineraalide kvantitatiivsed sisaldused Rietveld'i analüüsil SIROQUANT-2.5TM koodiga (Taylor, 1991). Rietveld'i formaadis mineraalide struktuurandmete arhiiv koostati, kasutades Siroquant koodi andmebaasi. Programmis tehtavad operatsioonid mõõdetud ja modelleeritava difraktogrammi lähendamiseks sisaldavad individuaalsete mineraalsete faaside võreparameetrite, refleksi poollaiuse, null-punkti jt. parameetrite muutmist, vastavalt operaatori instruktsioonidele

kuni maksimaalse kattumiseni mõõdetud ja modelleeritud profiili vahel. Mineraalide kaaluprotsendid arvutati protsessi igas etapis koos iga faasi absoluutse veaga ja lähenduse sobivusega (χ^2 väärtus) vaadeldava ja arvutatud profiili vahel.

Proovide savifraktsioonide mineraalse koostise uurimiseks analüüsiti mõõdetud difraktogrammid AXES 2.1 koodis (Mändar et al., 1996). Savimineraalide kvalitatiivseks ja kvantitatiivseks määramiseks lähendati mõõdetud profiilil 2-15 °2 θ vahemikus teoreetiliste reflekside mudelid. Lähendamiseks kasutati Pearson VIII tüüpi sümmeetrilist jaotus-funktsiooni muudetava funktsiooni eksponentastendaja väärtusega. Hästi kristalliseerunud kloriidi (Chl), illiidi (WCI), amfibooli (Amf) ja kaoliniidi (K) tippude lähendamiseks fikseeriti eksponent võrdseks ühega (1), mis vastab nn lihtsale Lorentzi jaotus-funktsioonile. Halvasti kristalliseerunud illiidi (PCI), segakihilise illiit-smektiidi (IS) ja vermikuliidi/smektiidi (V/Sm) tipud lähendati uuritavas vahemikus Pearsoni VIII jaotusega, mille eksponent oli 10. See vastab Gaussi normaaljaotusele (eksponent > 10).

Fooni lahutamiseks kasutati AXES koodi sisseehitatud meetodite valikust modifitseeritud Toraya või üksikutel juhtudel ka lihtsat 3-järku polünoomi mudelit (Mändar et al., 1996). Mineraalide tüüptippude lähendamisel registreeriti nende asend, poollaius ja integraalne intensiivsus (tipu pindala).

Mineraalide kvantitatiivsete sisalduste (kaaluprotsendid) leidmiseks kasutati TÜ geoloogia instituudis väljatöötatud mineraalide proportsionaalsus-koefitsiente (Jaan Aruväli, käsikirjalised andmed 2002).

Savimineraalide poolkvantitatiivsete sisalduste leidmiseks savifraktsioonis (<2 μ m) mõõdeti mineraalide integraalsed intensiivsused (tipu pindalad) ning kasutati järgmisi proportsionaalsus koefitsiente: kaoliniit – 1.35, WCI – 2, PCI – 2, illiit-smektiit – 0.35, kloriit – 1, illiit/vermikuliit – 0.35, punduv kloriit – 0.5, smektiit – 0.35. Integraalsete intensiivsuste kasutamine peaks teoreetiliselt andma usaldusväärsema hinnangu mineraali suhtelise sisalduse arvutamiseks. Lisaks savimineraalidele identifitseeriti <2 μ m fraktsioonis kvalitatiivselt ka amfibooli, kvarts ja päevakivid, kuid nende sisaldusi ei arvutatud. Savifraktsiooni röntgendifraktsioonanalüüsi tundlikkus on reeglina umbes >5% ja poolkvantitatiivsete arvutuste täpsus ei ole parem kui 10% ning tõenäoliselt on veelgi ebatäpsem.

3.3 EBD - ekvivalentne basaalne distant

Ekvivalentne basaalne distant (*equivalent basal spacing distance* - EBS) kujutab endast parameetrit, mis seob omavahel savide kvalitatviivsed ja kvantitatiivsed mineraloogilised andmed. EBD parameeter arvutatakse, lähtudes proovis leiduvate savimineraalide sisaldusest ja nende mineraalide vastavate struktuursete paketipaksuste korrutiste summast. EBD maksimaalne väärtus saab olla normaaltingimustel 15 Å (14-15.5 Å), mis vastab montmorillioniidi maksimaalsele paketipaksusele (Schmitz et al., 2004).

EBD arvuline väärtus väljendab uuritava materjali savimineraalide sisalduse kaalutud struktuurset parameetrite summat (Å) (Schmitz et al., 2004):

$$EBD = SS^{KX} \cdot \sum_{i=1}^n S_i^{SX} \cdot BD_i^{(001)} ; \text{ kus}$$

SS^{KX} – savimineraalide summaarne hinnanguline sisaldus kogukivimi XRD analüüsi järgi

S_i^{SX} – vaadeldava savimineraali sisaldus savifraktsiooni XRD analüüsi järgi

$BD_i^{(001)}$ – vaadeldava savimineraali basaalne distant (kas orienteeritud savifraktsiooni XRD analüüsi järgi või vastavalt identifitseeritud mineraali teadaolevale väärtusele)

3.4 Geotehniliste parameetrite analüüs

Savide geotehnilistest omadustest määrati Atterbergi piirid (plastsuspiir ja voolavuspiir) ning arvutati plastsusindeks. Atterbergi piirideks nimetatakse äärmisi veesisaldusi, mille juures (savi)pinnased on veel plastsed.

Plastsuspiir määrati autori poolt vastavalt standardsele katsemetoodikale (nt. Coduto, 1999; Vipper, 1989). Definiitsiooni järgi on savi plastsuspiiril, kui temast annab veel voolida 3,2 mm diameetriga “vorstikesi”. Sellest tulenevalt kujutabki plastsuspiiri katse endast savi rullimist niikaua, kuni temast ei saa enam 3,2 mm läbimõõduga pulgakest voolida. Antud proovimaterjali niiskussisaldus määratakse kaalumise teel (märgkaalu ja kuivkaalu vahe).

Plastsuspiiri katse teostati kõigile proovidele.

Voolavuspiir määrati Tallinna ehitusmaterjalide ja pinnaste analüüsi katsekojas (Teedelabor) Vassiljev-Fjodorovi meetodil vastavuses GOST 5180-84 normiga. Katse teostati Vassiljevi seadmega, mis kujutab endast poleeritud metallist kindla massiga (76 g) koonust tasakaalustatud raskustega. Kui koonus vajub 5 sekundi jooksul proovimaterjali sisse 10 mm ulatuses, siis on proovimaterjal voolavuspiiril. Ka voolavuspiir leiti kõigile proovidele.

3.5 Vahetatavad katioonid ja katioonvahetusvõime (CEC)

Kõige tavalisemad vahetatavad ioonid mittemerelistes savides on Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ ja K^+ . Mereliste ja enamiku soolases keskkonnas paiknevate savide põhiline vahetatav katioon on naatrium. Ühtesid katioone on võimalik vahetada teistega, näiteks Ca^{2+} võib välja vahetada Na^+ ja vastupidi. Fe^{3+} võib vahetada Mg^{2+} jne. sõltuvalt keskkonnatingimustest.

Pinnaste katioonvahetusvõime näitab pinnaseosakestel olevate postitiivselt laetud ionide sidumiseks sobilike kohtade hulka. Elektrostaatselt seotud katioone on kergelt võimalik välja vahetada teiste ionidega. CEC väljendatakse tavaliselt laenguühikutes kuiva pinnase kohta. Kasutatakse kahte numbriliselt võrdset ühikut, meq/100g (laengu milliekvivalenti 100g kuiva savi kohta) või cmol_c/kg (laengu sentimooli kilogrammi kuiva savi kohta). Katioonvahetusvõime jääb tavaliselt vahemikku 1-150 cmol_c/kg, smektiitidel on see suurem, kaoliniitidel väiksem (Mitchell & Soga, 2005).

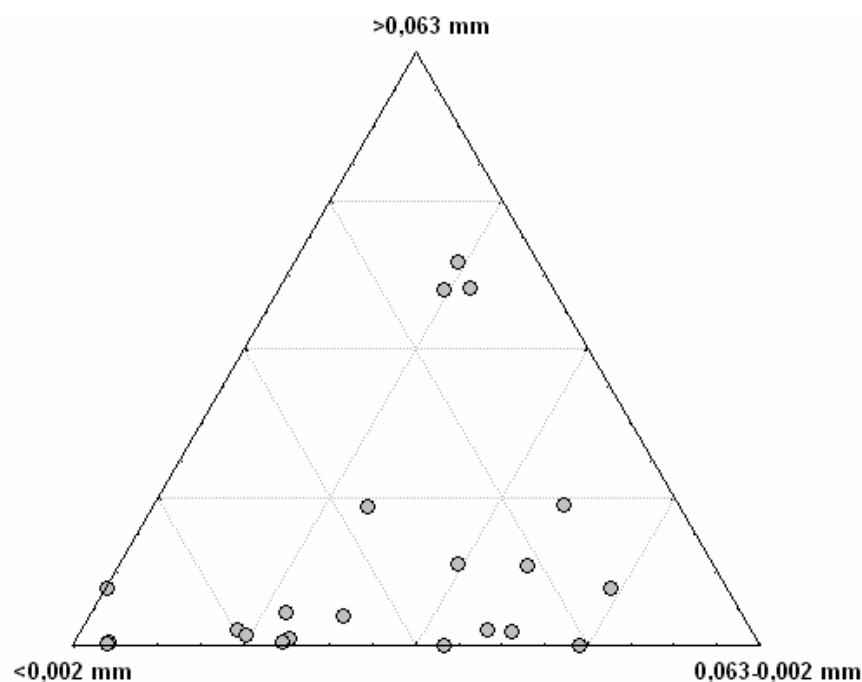
Katioonvahetusvõime määramiseks kasutati käesolevas töös baariumkloriidi vahetuslikku meetodit (BaCl_2 Compulsive Exchange Method). CEC määramiseks segati 20 ml 0,1 molaarsesse baariumkloriidi lahusesse 2 g pinnast ja loksutati 2 tundi raputis, peale seda tsentrifuugiti hõljumi eraldamiseks (10 min 3000 pööret minutis) ja dekanteeriti. Saadud lahusest mõõdeti Tartu Keskkonnauuringute Laboris induktiivsidestunud plasma aatomemissioonspektromeeteri (ICP) abil vahetunud kaltsiumi, magneesiumi, naatriumi, kaaliumi ja alumiiniumi ioonid. Katioonvahetusvõimet (CEC) analüüsiti kokku 12 proovil, mis valiti ekvivalentse basaalse distantisi (EBD) alusel, selliselt, et valim kataks võimalikult ühtlaselt kogu prooviderea.

4. Tulemused

4.1 Lõimimis

Uuritud proovide lõimiseanalüüsi tulemused on toodud Tabelis 1 ja Joonisel 1.

Lõimisespektrilt on uuritud proovidest eristatavad väga kõrge savikusega bentoniitsed savid, homogeensed, peamiselt Paleosoilise vanusega, aluspõhjalised savid, nendele sarnased pinnakatte viirsavid (sh. Arumetsa savi) ja neljanda eristuva rühma moodustavad savikad moreenpinnased (Tabel 1, Joonis 1).



Joonis 2. Lõimise kolmnurkdiagramm.

Aluspõhjalistest savides varieerub saviosakeste (<2 μm) sisaldus maksimaalselt 69 %-st Kesk-Devoni hallikas savi (proov ps02 – Küllatuva) kuni 38%-ni Alam-Kambriumi sinisavi (proov ps08). Tüüpiliselt on liivafraktsiooni (>63 μm) sisaldus alla 10% ning savifraktsiooni kõrval domineerib aleuriit, mis moodustab näiteks sinisavi 59%. Selles grupis eristuvad kaks Devoni savi, milles lõimiseanalüüsi tulemustel on saviosakeste sisaldus vaid 16-17% (proovid ps15 ja ps16, vastavalt Tähtvere ja Nõo). Kuna need proovid on tugeva raua tsementatsiooniga, siis on arvatavasti ebapiisava disperseerumise tõttu savisisaldus neis tugevalt alahinnatud, millele viitavad ka nende proovide mineraloogilise koostise analüüsid (vt. ptk. 5.2).

Kolmest Kvaternaari pinnakatte (jäärvelisest)savist on kõige savirikkam proov ps01 (Arumetsa), kus saviosakeste sisaldus küünib tüüpilise aluspõhjalise savi tasemele, ulatudes 67,9%-ni. Ülejäänud kahes proovis varieerus saviosakeste sisaldus 34,5–46,0%. Tähelepanuväärselt puudus liivafraktsioon Pärnu lahe viirsavis.

Moreenpinnaste proovide savikus muutus 27%-st proovis ps04 (Värtemäe) kuni 11,6%-ni proovis ps03 (Liivamäe). Nende proovide iseloomulikuks tunnuseks on võrreldavalt tunduvalt kõrgem liiva (ja kruusa) osakaal, mis küünib Liivamäe moreenis 64,7%-ni.

Bentoniitsavide saviosakeste sisaldus jääb vahemikku 26-95%. Ka siin on arvatavasti vähemalt ühes proovis (ps22 – Primorje 4) toimunud bentoniitse kõrgdispersse savi ebapiisav disperseerumine ning saviosakeste sisaldus on lõimisanalüüsi andmetel 26,2%. Ülejäänud juhtudel on saviosakeste sisaldus üle 45%, küündides 95%-ni proovides ps20 ja ps26, vastavalt Tšehhi ja Armeenia vulkaaniliste kivimite muutumisel moodustunud bentoniidid.

Tabel 1. Uuritud proovide lõimis, kaaluprotsentides (wt%).

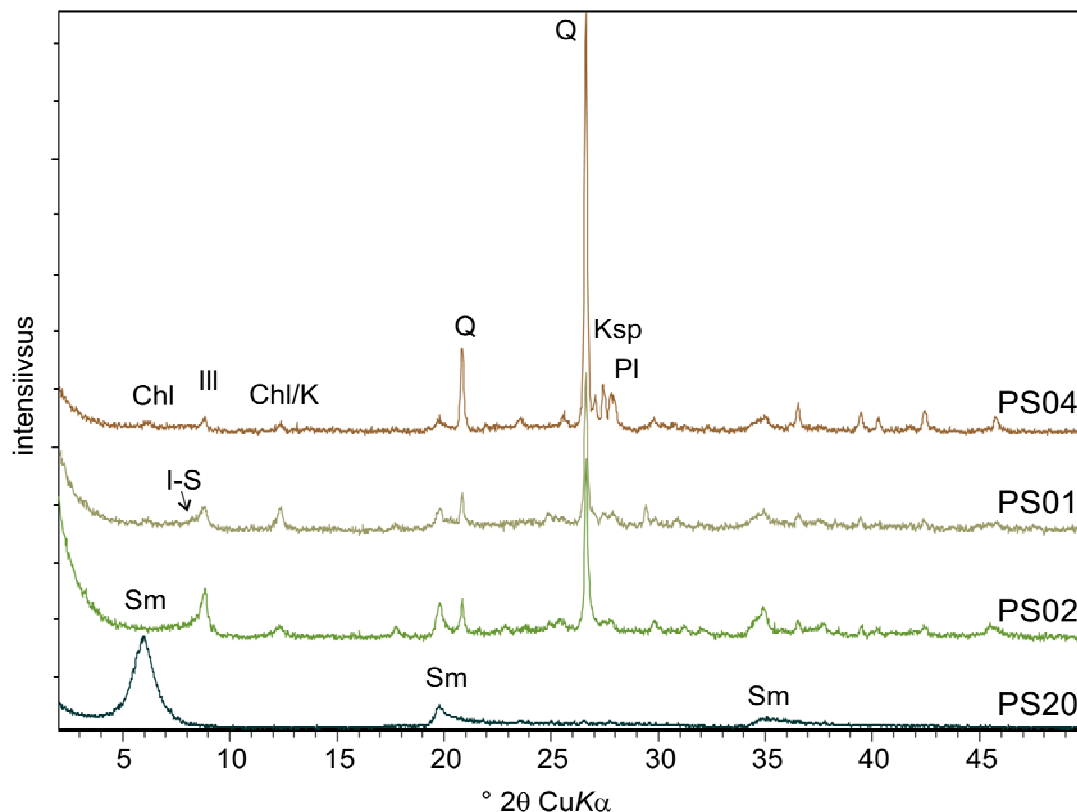
		Lõimis (mm), kaalu%		
		Liiv	Aleuriit	Savi
Nimetus	Proovi nr.	2-0,063	0,063-0,002	<0,002
Arumetsa	ps01	1.15	30.96	67.89
Küllatuva	ps02	0.60	30.32	69.08
Liivamäe	ps03	64.70	23.69	11.62
Värtemäe	ps04	13.60	59.25	27.15
Luhamaa	ps05	2.22	62.83	34.94
Joosu	ps06	4.92	36.87	58.21
Joosu punane	ps07	13.74	49.11	37.15
Kunda	ps08	2.62	59.14	38.24
Pärnu	ps09	0.05	53.99	45.96
Tähtvere	ps15	23.84	59.58	16.59
Nõo	ps16	9.57	73.49	16.94
Tchassov Jar	ps17	5.54	28.35	66.12
Kuugemäe	ps18	59.99	24.00	16.00
Unipiha	ps19	60.29	27.56	12.15
Brno	ps20	0.57	4.90	94.53
Kinnekulle	ps21	2.72	22.52	74.76
Primorje 4	ps22	0.00	73.79	26.21
Primorje 9	ps23	23.54	31.10	45.36
Gruusia	ps24	1.85	24.43	73.72
Armeenia 1	ps25	9.77	0.06	90.17
Armeenia 2	ps26	0.18	4.84	94.98

4.2 Mineraloogia

Kogukivimi mineraloogia

Kogukivimi proovide esinduslikud difraktogrammid ja mineraloogilise uuringu tulemused on esitatud Joonisel 2 (kõigi nelja tüübi esinduslikud kõverad) ja Tabelis 2.

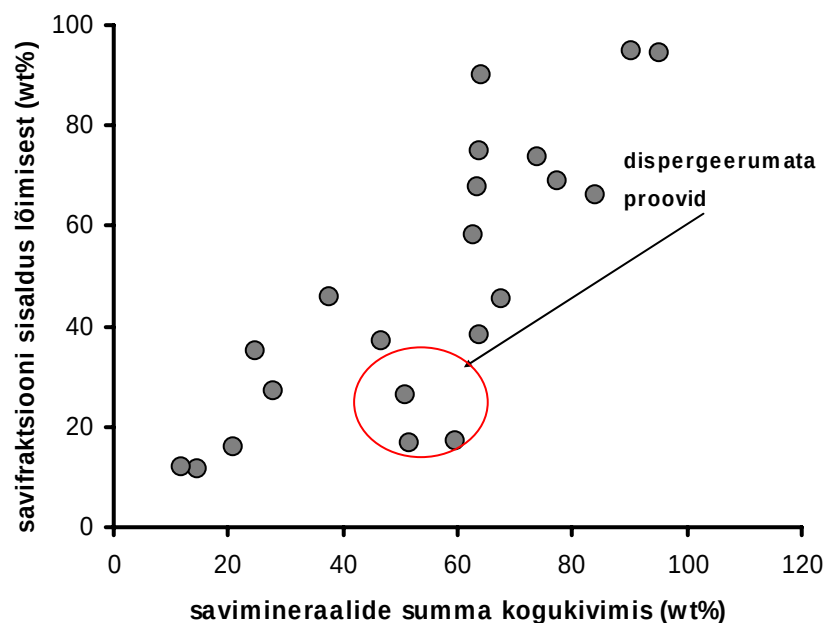
Kogukivimi mineraalselt koostiselt on uuritud savid väga erineva koostisega, mis peegeldab peamiselt nende setete (diageneetilist) vanust ja päritolu. Stratigraafiliselt vanima Alam-Kambriumi sinisavi (ps 08) kogukivimi mineraalses koostises domineerivad savimineraalid, moodustades 63,8% kõigist mineraalidest. Savimineraalidest on suurima osakaaluga illiitsed faasid (illiit, illiit-smektiit – vastavalt 32,6 ja 18,2 %). Suhteliselt suur on ka kloriidi sisaldus (7,6 %). Mittesavimineraalides on valdav kvarts - 26,8%, vähesel määral ka K- päevakivi, plagioklasse (albiit) ning anataasi (jälgedena püriit).



Joonis 2. Esinduslikud kogukivimi difraktogrammid. Chl – kloriit, Sm – smektiit, I-S – illiit-smektiit, Ill – illiit, K – kaoliniit, Q – kvarts, Ksp – K-päevakivi.

Devoni setete (Küllatuva ps02, Joosu hall ps06 ja punane ps07, Tähtvere ps15, Nõo ps16) savimineraalide sisaldus kogukivimi mineraalses koostises jääb 46,6% ja 77,4% piiresse. Nende koostises eristuvad kaoliniidirikkad savierimid nagu Joosu savid. Ülejäänud proovides domineerib illiidi (illiidi ja illiit–smektiidi) assotsiatsioon. Devoni savidele on iseloomulik kloriidi vähesus või täielik puudumine. Mittesavimineraalidest on kvartsi sisaldus kuni 27%, enamasti alla 20%, erandiks on Joosu punane erim, millel kvartsi sisaldus 45,2%. Teiste mittersavimineraalide sisaldus (K- päevakivi, plagioklass jne.) on nendes proovides vähene.

Kainosoikumi settelistest savidest eristuvad kaoliniitsed savid (proovid ps17 - Tšassov Jar ja ps11 - Saksa), kus esimeses ulatub savimineraalide sisaldus 83,9% ning teise rühma moodustavad Austria päritolu smektiitsed savid (proovid ps14, ps10), kus smektiidi sisaldus varieerub 22%st kuni 50% ning ülejäänud osa mineraalsest koostisest moodustavad kvarts, K-päevakivi ja plagioklass.



Joonis 3. Savifraktsiooni (<0,002 mm) ja kogukivimi mineraalsel analüüsil määratud savimineraalide summaarse sisalduse võrdlus.

Intensiivse punasevärviliste Tähtvere ja Nõo savide mineraloogilisel analüüsil selgus, et nende savimineraalide sisaldus (~50% kogukivimist) on olulisel määral suurem kui savifraktsiooni kogus (~17%). Kuigi nende kahe näitaja vaheline seos ei ole (ei pea olema) ühene, on siiski tavaliselt täheldatav nende samastatavus (Joonis 3). Nagu nimetatud, on arvatavasti tegemist saviosakeste ebapiisava disperseerumisega tänu tugevale rauaühendite tsementatsioonile. Mõlemad proovid on punasevärvilised ja mineraloogilisel analüüsil määratud hematiidi sisaldus küünib 5% (Tabel 2).

Kvaternaari pinnakattesavide, sealhulgas moreenide koostises on oodatult domineerivaks mineraaliks kvarts, mis Liivamäe (ps03) proovis ulatub 72,7%-ni. Moreenidest kõige savimineraaliderikkam on Värtemäe (ps04) sete, kus neid leidub 27,0%, kusjuures domineerivaks on nii selles, kui ka teistes moreeniproovides illiitsed mineraalid vähese hulga kaoliniidiga.

Tabel 2. Uuritud proovide kogukivimi mineraalne koostis, kaaluprotsentides (wt%)

Asukoht	Proovi nr	chi2	Kvarts	±	K-päevakivi	±	Plagioklass	±	Kloriit	±	Smektiit	±	Illiit-smektiit	±	Illiit/Vilk	±	Kaoliiniit	±	Kaltsiit	±	Dolomiit	±	Hematiit/Pürit	±	Götiit	±	Apatiit	±	Anataas	±	Küünekivi (hastingsiit)	±	Kristobaliit	±	Heulandiit	±	Mordeniit	±		
Arumetsa	ps01	3.74	16.5	0.32	4.0	0.40	6.8	0.35	13.2	0.66			11.5	0.66	26.9	0.81	12.0	0.71	4.3	0.25	2.4	0.22					2.5	0.25												
Küllatuva	ps02	3.49	17.5	0.64	1.4	0.47	2.8	0.43		0.00			10.6	2.29	50.9	1.77	15.9	1.47											1.0	0.14										
Liivamäe	ps03	3.41	72.7	1.16	5.6	0.59	6.3	0.45	tr.	0.00			2.1	0.63	7.9	0.87	4.7	0.76					tr.																	
Värtemäe	ps04	3.65	41.0	0.65	11.6	0.52	16.5	0.65	1.3	0.16			10.2	0.65	11.4	0.75	4.1	0.42	1.0	0.19			tr.				1.2	0.28			1.3	0.29								
Luhamaa	ps05	3.33	19.6	0.36	7.2	0.55	14.0	0.63	4.8	0.40			10.3	0.66	8.4	0.69	1.3	0.40	19.8	0.43	11.3	0.46	tr.		1.2	0.18	1.1	0.27			1.6	0.28								
Joosu	ps06	3.15	26.9	0.46	4.3	0.57	2.2	0.34					9.7	0.65	24.2	0.77	29.0	0.74			2.3	0.23	tr.	0.13			1.3	0.24												
Joosu pun.	ps07	3.32	45.2	0.68	2.4	0.43	3.0	0.33					10.9	0.77	9.1	0.67	26.6	0.69					2.1	0.14					tr.											
Kunda	ps08	3.27	26.8	0.47	3.7	0.35	2.9	0.36	7.6	0.45			18.2	0.83	32.6	0.76	5.4	0.68					1.6	0.16			tr?		1.1	0.11										
Pärnu	ps09	3.58	21.3	0.40	9.8	0.61	14.2	0.52	8.9	0.47			10.0	0.76	12.5	0.90	6.3	0.37	7.5	0.36	7.0	0.49	tr.						tr?		2.1	0.24								
Austria 1	ps10	3.23	30.0	0.85	14.4	0.53	7.0	0.46			16.6	1.05	10.9	1.62	8.0	0.67	13.1	1.21																						
Saksa valge	ps11	3.73	22.3	0.31	6.3	0.33	2.3	0.28					14.9	0.65	12.5	0.41	40.8	0.63											0.9	0.08										
Laeva	ps12	3.33	27.1	0.62	9.7	0.70	15.4	0.62	8.9	0.58			9.5	1.28	9.2	0.85	5.3	0.41	3.9	0.40	9.4	0.58	tr?								1.7	0.25								
Austria 2	ps14	4.13	43.0	1.15	13.0	0.85	21.9	1.15			2.4	0.23	7.2	1.05	2.6	0.53	10.1	0.92							tr?															
Tähtvere	ps15	3.28	17.4	0.56	5.2	0.54	3.2	0.46	6.2	0.56			20.5	1.35	15.8	1.15	9.1	0.91			18.2	1.56	4.5	0.23					tr?											
Nõo	ps16	3.64	22.9	0.92	5.4	0.65	3.9	0.60	8.7	0.68			7.5	2.66	23.6	1.55	19.8	1.48					5.1	0.30			3.1	0.41	tr.											
Tšassov Jar	ps17	3.91	11.5	0.29	3.7	0.40	tr?						13.4	1.27	11.8	0.82	58.7	1.15																						
Kuugemäe	ps18	3.73	60.9	2.08	7.1	0.72	9.9	0.63	1.6	0.35			3.1	2.46	13.4	1.71	3.0	0.63					1.1	0.22																
Unipiha	ps19	3.11	50.5	1.18	7.3	0.38	9.3	0.46	1.4	0.29			2.0	0.74	7.1	0.64	1.5	0.48	5.2	0.96	12.6	1.41									3.1	0.42								
Brno	ps20	4.01	0.7								95.4																							3.9						
Kinnekulle	ps21	3.3	1.5	0.18	16.2	0.52	4.2	0.43					63.3	0.96	8.15	0.68																								
Primorje 4	ps22	3.19	9.1	0.21	14.2	0.42	5.6	0.35			13.3	1.22	38.4	0.92																		10.7	0.33	8.5	0.47					
Primorje 9	ps23	3.86	0.7	0.11	4.7	0.30	1.9	0.30			39.5	0.69	28.0	0.66																		20.6	0.33	4.0	0.21					
Gruusia	ps24	4.38	16.7	0.35							73.8	0.47																					9.5	0.33						
Armeenia 1	ps25	4.04	0.8	0.12			13.5	0.58			64.2	0.62							2.0	0.17												9.9	0.27				9.7	0.44		
Armeenia 2	ps26	4.45	2.3	0.18							90.3	0.31																					7.4	0.26						

Jääjärveliste savide koostises domineerivad savimineraalid (kuni 37,7%), kvartsi sisaldus neis proovides on ca. 20% ning neid iseloomustab arvestatav K-päevakivi ja plagioklasside sisaldus, vastavalt keskmisena ~10% ja ~15%. Nendes proovides on ka erinevalt teistest märgatavalt rohkem karbonaatseid mineraale (kaltsiidi ja dolomiidi summana kuni 31%). Mõne protsendi ulatuses on nendes setetes ka hematiti, götiiti ja küünekivi.

Bentoniitsete savide kogukivimi mineraalses koostises domineerivad smektiitsed savimineraalid. Kõige monomineraalsem on Tšehhi päritolu seepjas bentoniit (proov ps20), milles montmorilloniidi tüüpi smektiidi sisaldus on 95% ning lisanditena on kvarts ning kristobaliit.

Kaug-Ida bentoniitsed savid (ps22 ja ps23) sisaldavad smektiiti (13,3 ja 39,5%) ja segakihilist illiit-smektiiti (38,4 ja 28%) ning lisandina vähesel määral kvartsi ning suhteliselt palju K-päevakivi, kristobaliiti ning tseoliite (heulandiiti). Kaukaasia päritolu savidest on kõige suurema savimineraalide (smektiit) sisaldusega proov ps26 (Armeenia 2), kus savimineraalide sisaldus küünib üle 90%, lisaks veel vähesel määral kvartsi (2,3%) kristobaliiti (7,4%). Ps25 (Armeenia 1) sisaldab 64,2 % smektiiti, vähesel hulgal kvartsi ja kaltsiiti ning ca. 10% kristobaliiti ja tseoliite (mordeniiti). Gruusiast pärit bentoniitsavis (ps24) oli lisaks smektiidile (73,8%) võrdlemisi palju kvartsi (16,7%) ning ülejäänud osa moodustas kristobaliit.

Savimineraloogia

Savifraktsiooni (<2 µm)mineraalse analüüsi tulemused on toodud Tabelis 3 ja esinduslikud lähendatud difraktogrammid on näidatud Joonisel 4.

Savifraktsiooni koostiselt on selgelt eristatavad (1) illiitne Alam-Kambriumi sinisavi; (2) illiit-kaoliniitsed ning kõrge kaoliniidi sisaldusega Kesk-Devoni savid; (3) kaoliniitsed savid (Tšassov-Jar ja Saksamaa); (4) illiit-kloriit(vermikuliit)-kaoliniit assotsiatsiooniga pinnakatte savid ning (5) smektiit - illiit-smektiit assotsiatsiooniga bentoniidid ja Austria savid (Tabel 3).

Tabel 3. Savimineraalide sisaldus <2 µm fraktsioonis, kaaluprotsentides (wt%).

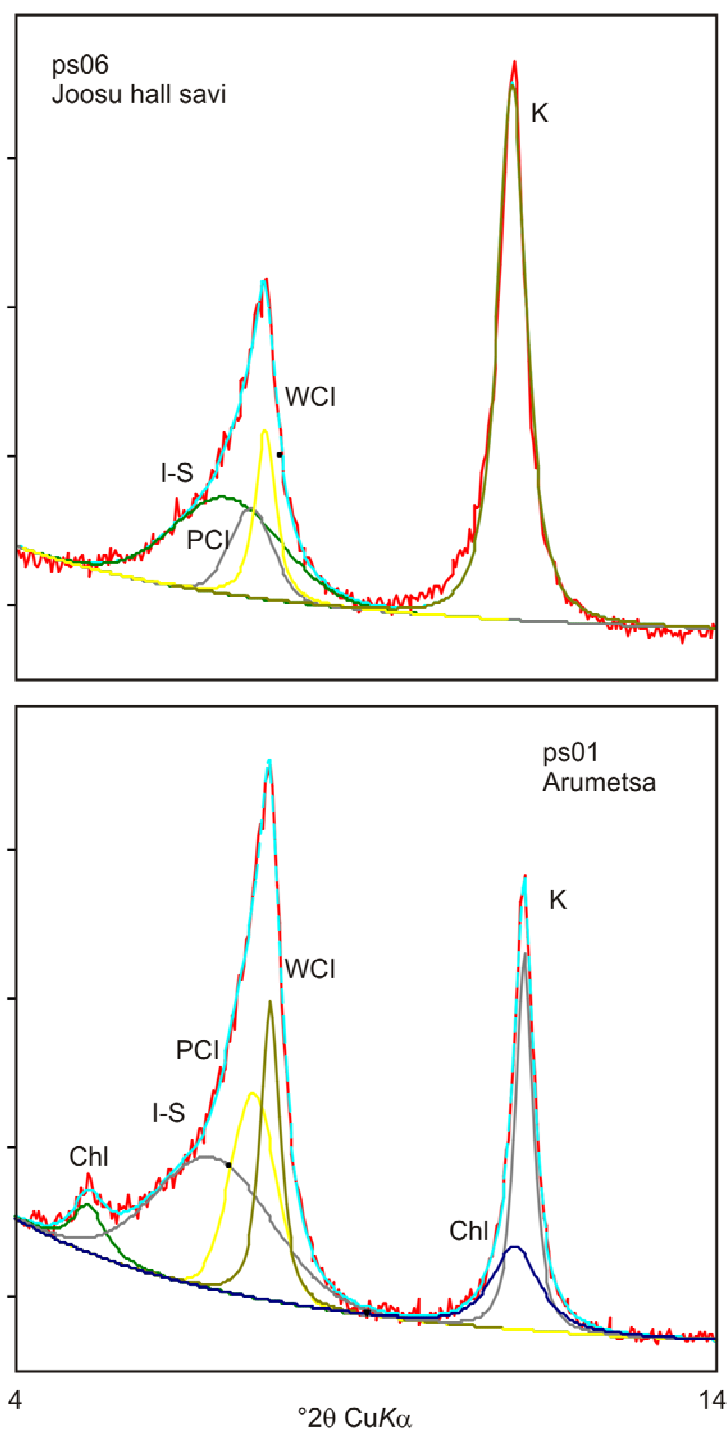
Asukoht	Proovi nr.	Chl	Chls	I-V	S	IS	PCI	WCI	K
Arumetsa	ps01	4				10	37	27	22
Küllatuva	ps02					10	29	43	17
Liivamäe	ps03	4				18	32	22	23
Värtemäe	ps04	13	4			26	11	23	23
Luhamaa	ps05	2	13			18	18	22	27
Joosu hall	ps06					7	16	22	55
Joosu punane	ps07					6	16	30	48
Kunda	ps08	4				13	45	26	13
Pärnu	ps09	5				9	29	33	24
Austria 1	ps10				40		19	12	29
Saksa valge	ps11					8	0	27	65
Laeva	ps12	2	19			10	13	32	25
Austria 2	ps14		7		33		13	10	36
Tähtvere	ps15	3				11	40	30	16
Nõo	ps16	2				10	25	41	21
Tšassov Jar	ps17						37	20	42
Kuugemäe	ps18	2				16	47	18	17
Unipiha	ps19	3	5	3		10	17	47	16
Brno	ps20				100				
Kinnekulle	ps21					98	2		
Primorje 4	ps22				96	4			
Primorje 9	ps23				100				
Gruusia	ps24				100				
Armeenia 1	ps25				100				
Armeenia 2	ps26				100				

Joonistel ja tabelites on mineraalid tähistatud järgmiselt: Chl – kloriit, Chls – punduv kloriit, I-V – illiit-vermikuliit, S – smektiit, I-S – illiit-smektiit, PCI – halvasti kristalliseerunud illiidi populatsioon, WCI – hästi kristalliseerunud illiidi populatsioon ja K – kaoliniit.

Sinisavi savifraktsiooni iseloomustab eriti kõrge illiidi (halvasti kristalliseerunud illiidi ja hästi kristalliseerunud illiidi) sisaldus, mis küünib 72%-ni. Kesk-Devoni savides on illiitsemad Küllatuva, Tähtvere ja Nõo proovid, kus illiidi tüüpi mineraalide (illiit-smektiit, illiit) sisaldus on 76-81 % ja kaoliniidi sisaldus 16-21 %. Erinevalt Alam-Kambriumi savist, ei sisalda (või väga vähe) Kesk-Devoni savid kloriiti (Tabel 3). Kõige kaoliniitsemateks Kesk-Devoni savideks on Joosu hall ja punane erim, kus kaoliniidi sisaldus küünib vastavalt 55 ja 48%-ni.

Suhteliselt kõrge kaoliniidi sisaldusega on ka pinnakatte savid, kus näiteks Arumetsa proovis on see 22% ja Värtemäe savimoreenis 23%. Siiski on pinnakattesavid valdavalt

illiitsed ning nende eritunnuseks on suhteliselt kõrgem kloriidi sisaldus ja segakihilise illiit-vermikuliidi ja/või punduva kloriidi(vermikuliidi) esinemine.



Joonis 4. Esinduslikud lähendatud orienteeritud savifraktsiooni difraktogrammide. Chl – kloriit, I-S – illiit-smektiit, PCI – halvasti kristalliseerunud illiit, WCI – hästi kristalliseerunud illiit, K – kaoliniit

4.3 Ekvivalentne basaalne distant –EBD

Vastavalt mineraalsele koostisele arvutatud ekvivalentse basaalse distant (EBD) väärtused on toodud Tabelis 4. Uuritud proovide EBD varieerub praktiliselt kogu teoreetilise EBD vahemiku (0-15 Å) piires. Väikseim EBD arvutati proovile ps19 (Unipiha moreen) - 1,25 Å ja maksimaalse EBD väärtusega saviks osutus proov ps20 (Tšehhi bentoniit) - 14,31 Å.

Tabel 4. Ekvivalentse basaalse distant (EBD) väärtused

Nimetus	Proov	EBS (Å)
Arumetsa	ps01	6.71
Küllatuva	ps02	7.50
Liivamäe	ps03	1.37
Väitemäe	ps04	2.76
Luhamaa	ps05	2.76
Joosu	ps06	5.58
Joosu punane	ps07	3.99
Kunda	ps08	6.79
Pärnu	ps09	4.07
Austria 1	ps10	5.43
Saksa valge	ps11	5.78
Laeva	ps12	3.61
Austria 2	ps14	2.13
Tähtvere	ps15	5.38
Nõo	ps16	5.85
Tchassov Jar	ps17	6.79
Kuugemäe	ps18	2.15
Unipiha	ps19	1.25
Brno	ps20	14.31
Kinneku	ps21	8.49
Primorje 4	ps22	6.51
Primorje 9	ps23	9.29
Gruusia	ps24	11.07
Armeenia 1	ps25	9.63
Armeenia 2	ps26	13.55

Schmitz et al. (2004) kasutas savimineraalide sisalduse määramist kaheastmeliselt – esiteks määrati mineraalide suhtevahekorrad savifraktsioonis (<2 µm) ning järgmisena hinnati savimineraalide sisaldust poolkvantitatiivselt orienteerimata preparaatide kogukivimi analüüsil.

Käesolevas töös kasutatud Rietveld-põhine kvantitatiivne analüüsimeetodika võimaldas määrata savimineraalide kvalitatiivne ja kvantitatiivne koostis usaldusväärselt juba ainult

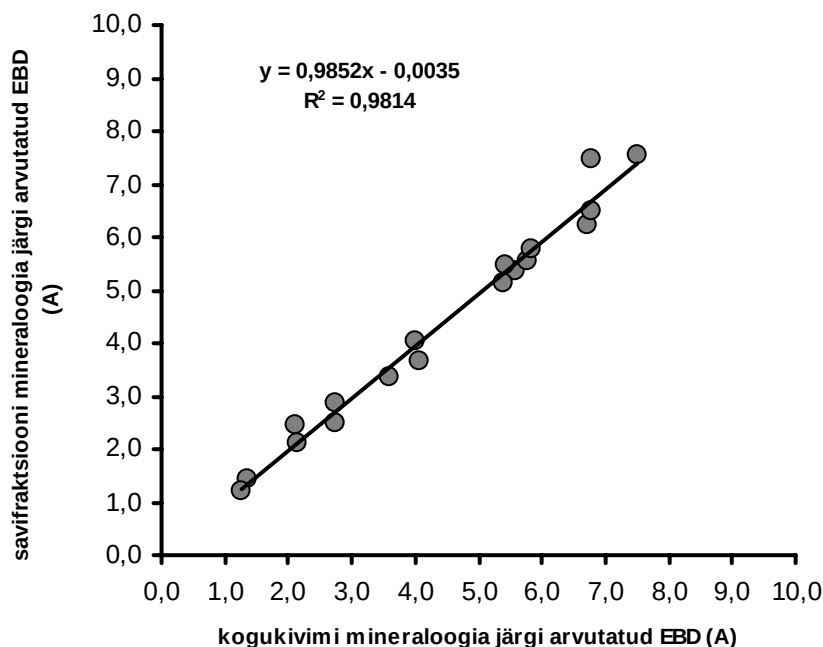
kogukivimi analüüsil. Sellisel juhul võime avaldada EBD kujul

$$EBD = \sum_{i=1}^n S_i^{KX} \cdot BD_i^{(001)}; \text{ kus}$$

S_i^{KX} – vaadeldava savimineraali sisaldus kogukivimi XRD analüüsi järgi

$BD_i^{(001)}$ – vaadeldava savimineraali basaalne distant (kas orienteeritud savifraktsiooni XRD analüüsi järgi või vastavalt identifitseeritud mineraali teadaolevale väärtusele)

Käesolevas töös arvutati EBD uue modifitseeritud avaldise järgi, st. kogukivimi XRD analüüsi tulemuste kohta, kuna korrelatsioon mõlema meetodi vahel on peaaegu täielik (korrelatsioonikoefitsient $R^2 = 0,98$ ja lähendatud joone võrrand lähedane kujule $y = x$, Joonis 5) ning seega võib väita, et töös leitud kogukivimi Rietveld-analüüsi meetodikale vastav EBD avaldis on hästi kasutatav uuritud materjalide iseloomustamiseks (Palolill 2005).



Joonis 5. Savifraktsiooni ja kogukivimi mineraalse koostise järgi leitud ekvivalentse basaalse distant (EBD) võrdlus (Palolill 2005).

Hea samastatavus väljendab ka kooskõla savifraktsiooni ja kogukivimi mineraalse analüüsi tulemustel - esimese eeliseks on savimineraalide detailse iseloomustamise võimalus, kuid puuduseks on suhteliselt halb kvantifitseeritavus ning vastupidi, teise, puuduseks nõrk kvalitatiivsus, kuid hea kvantitatiivne hinnang.

4.4 Savide geotehnilised omadused

Uuritud proovide plastsus- ja voolavuspiirid ning plastsusindeksid on toodud Tabelis 5.

Uuritud savide plastsuspiirid varieerusid 10%-st moreenides kuni 62%-ni Tšehhi bentoniidis. Põhiosa proovide plastsuspiirid on siiski vahemikus 20-30%. Seejuures on setteliste pinnakatte ja aluspõhjaliste savide plastsuspiirid suhteliselt sarnased ning nende hulgas eristuvad vaid kaoliniitsed savid, millede plastsuspiir on võrreldes nende kõrgema savimineraalide sisaldusega oluliselt madalam, jäädes vaid ~20% piiresse.

Eriti kõrge plastsuspiiriga ei ole ka Kaug-Ida bentoniidid (Primorje 4 ja Primorje 9), millede väärtused on vastavalt 31 ja 30,5%. samuti on üllatavalt madala plastsuspiiriga Kaukaasia savidest Armeenia 1 (ps25)- 29%, samas kui üsna sarnase koostisega proovide ps24 (Gruusia) ja ps26 (Armeenia 2) plastsuspiirid on vastavalt 51,4% ning 52,3%

Uuritud proovide voolavuspiir varieerus samuti suhteliselt suures vahemikus 16-100% (Tabel 5).

Homogeensete aluspõhjaliste savidest on silmatorkav ligilähedaselt sama stratigraafilise vanuse ja geneesiga Kesk-Devoni savide voolavusomaduste suur varieeruvus. Proovi ps15 (Tähtvere) savi muutub voolavaks juba 30,2% niiskusesisalduse juures, kuid proov ps02 (Küllatuva) läheb voolavasse olekusse alles 50,7% juures.

Alam-Kambriumi sinisavi on vaatamata suhteliselt väiksemale saviosakeste sisaldusele geotehniliste näitajate poolest väga sarnane kõrge voolavuspiiriga Küllatuva Kesk-Devoni savile ning tema voolavuspiir on 49,6%. Pinnakattesavide (Luhamaa ja Värtemäe) voolavus on determineeritud ~30% niiskusesisalduse juures, kuid kaks uuritud viirsavi on üsna erinevad – 34,8% Laeva ja 41,4% Pärnu viirsavil.

Sarnaselt plastsuspiiriga on ka kõrgeim voolavuspiir mõõdetud Tšehhi bentoniitsavil (ps20), mis on 98,4%. Kaukaasia päritolu bentoniitsavidest on erandlik Gruusia savi (ps24), mille voolavuspiir on bentoniitsavidest madalaim 69,9%, samas kui proovidel ps25 ja ps26 (Armeenia 1 ja 2) on voolavuspiir vastavalt 99,8% ja 92,9%. Üldjuhul jäävad bentoniitsavide voolavuspiirid 55-100% piiresse.

Plastsusindeksi järgi on vastavalt Coduto (1999) klassifikatsioonile antud proovidest väga plastsed kõrge smektiitsusega bentoniitsavid, millede plastsusindeks on >30 . Kõige plastsemaks saviks kogu proovide reas on Armeenia 1 (ps25), mille plastsusindeks on 70,8. Erandiks on Gruusia bentoniitsavi proov (ps24), mis on küll tugevalt smektiitne, kuid mille plastsusindeks on kõigest 18,5. Teatud mööndustega võib väga plastseteks lugeda ka Tšassov Jar'i kaoliniitsavi Ukrainast (28,7) ja Arumetsa pinnakatte savi Eestist (27,2).

Ülejäänud savid on keskmiselt plastsed ning nende plastsusindeks on reeglina alla 25. Sealhulgas on kõik moreenpinnased väheplastsed. Kõige madalama plastsusarvuga materjalideks on Liivamäe ja Unipiha savikad moreenid plastsusarvuga vastavalt 4,9 ja 6,1.

4.5 Katioonvahetusvõime

Illustreerimaks vahetatava katiooni ja katioonvahetusvõime tähtsust füüsikalistele (geotehnilistele) omadustele, teostati 12 proovile katioonvahetusvõime test. Katioonvahetustestist selgus, et absoluutselt valdav enamus valimisse lülitatud savidest on Ca-savid. Erandlik on Armeenia 1 proov (ps25) Ijevani bentoniitite leiukohast, mis on Na-smektiit. Ca^{2+} ionide vahetatavus jääb uuritud proovidel vahemikku 6,5 kuni 60 cmol/kg, Mg^{2+} ioone oli 1-25 cmol/kg, ülejäänud ioonid (naatrium, kaalium, alumiinium) olid vahetusprotsessis esindatud tagasihoidlikult (< 1 cmol/kg). Armeenia Na-bentoniidis (ps25) oli naatriumioonide vahetuslikuks sisalduseks 39,6 cmol/kg.

Uuritud proovide katioonvahetusvõime jääb vahemikku 5,11 kuni 75,94 cmol/kg (Tabel 6).

Tabel 5. Uuritud proovide Atterberg'i piirid ja plastsusindeks.

Asukoht	Proovi nr.	Plastsus piir w_L %	Voolavus piir w_L %	Plastsusindeks
Arumetsa	ps01	25.3	52.5	27.2
Küllatuva	ps02	24.9	50.7	25.8
Liivamäe	ps03	14.1	17.3	3.2
Värtemäe	ps04	16.5	29.7	13.2
Luhamaa	ps05	16.5	30.3	13.8
Joosu	ps06	21.4	39.4	18.0
Misso punane	ps07	17.3	29.9	12.6
Kunda	ps08	25.2	49.6	24.4
Pärnu	ps09	25.3	41.4	16.1
Austria 1	ps10	19.1	43.1	24.0
Saksa valge	ps11	24.4	34.4	10.0
Laeva	ps12	20.6	34.8	14.2
Austria 2	ps14	19.1	26.4	7.3
Tähtvere	ps15	22.5	30.2	7.7
Nõo	ps16	25.1	43.7	18.6
Tšassov Jar	ps17	24.4	53.1	28.7
Kuugemäe	ps18	11.8	20.9	9.1
Unipiha	ps19	11.0	16.0	5.0
Brno	ps20	61.9	98.4	36.5
Kinnekulle	ps21	30.8	69.3	38.5
Primorje 4	ps22	31.0	55.1	24.1
Primorje 9	ps23	30.5	70.1	39.6
Gruusia	ps24	51.4	69.9	18.5
Armeenia 1	ps25	29.0	99.8	70.8
Armeenia 2	ps26	52.3	92.9	40.6

Tabel 6. Vahetatavad katioonid ja katioonvahetusvõime (CEC).

Nimetus	Proovi nr.	Ca^{2+} (cmol/kg)	Mg^{2+} (cmol/kg)	Na^+ (cmol/kg)	K^+ (cmol/kg)	Al^{3+} (cmol/kg)	CEC cmol/kg
Arumetsa	ps01	6.5	5.8	2.2	0.8	0.1	15.4
Küllatova	ps02	7.5	4.2	0.3	0.6	0.3	12.9
Liivamäe	ps03	2.5	1.1	1.2	0.2	0.1	5.1
Pärnu	ps09	9.5	2.3	2.4	0.6	0.1	14.8
Saksa	ps11	8.0	3.0	0.4	0.2	0.1	11.7
Laeva	ps12	13.0	1.8	0.2	0.5	0.1	15.6
Tähtvere	ps15	8.5	3.3	0.5	0.4	0.1	12.8
Brno	ps20	46.5	25.0	0.8	0.6	0.3	73.1
Kinnekulle	ps21	15.0	11.7	3.1	2.6	0.2	32.5
Gruusia	ps24	38.0	9.2	9.1	0.4	0.2	56.9
Armeenia 1	ps25	13.0	7.0	39.6	0.4	0.2	60.1
Armeenia 2	ps26	60.0	15.0	0.4	0.3	0.3	75.9

5. Arutelu

Savide ja savipinnaste või üldisemalt peendisperssete setete omadused on enamasti määratud nende savifraktsiooni moodustavate osakeste omaduste poolt, mis omakorda tulenevad savifraktsiooni mineraalsest koostisest (Schmitz et al., 2004; Mitchell & Soga, 2005). Üsna kindlalt on savimineraali tüüp määrav faktor kõige põhimõttelisema savipinnaste geotehnilise omaduse – savimaterjali voolavuspiiri juures ja see suureneb sõltuvalt mineraalsest koostisest vastavalt järjekorras: kaoliniit – illiit - smektiit (Sridharan et al., 1986; Lambe, 1960).

Samuti on kahekomponendilistes savides – nt kaoliniidi ja montmorilloniidi (smektiit) binaarses segus kindel seos voolavuspiiri ja osakeste eripinna suuruse vahel. Mida suurem on vettsiduvate mineraalide pind, seda suuremad on veesiduvust väljendavate parameetrite näitajad, mis Grabowska-Olszewska (2003) andmetel on otseselt sõltuvad smektiidi sisaldusest lihtsas kaoliniidi-smektiidi binaarses savisegus.

Polükomponendilistes savimineraalide segudes ei ole seosed mingite geotehniliste omaduste ja mineraalse koostise vahel enam nii selged kui lihtsates kunstlikes segudes ning tuleb arvestada mitme mineraali koosmõjuga (Schmitz et al., 2004) ja lihtsatest kahekomponendilistest segudest tuletatud seaduspärasused ei ole reeglina rakendatavad looduslikele pinnastele. Pealegi ei ole looduslikud savid peaaegu mitte kunagi puhtad savimineraalide segud, vaid sisaldavad peale spetsiifiliste (vesi)omadustega savimineraalide ka mitmeid peamiselt jämedamates fraktsioonides esinevaid mitesavimineraale – kvartsi, päevakive ja karbonaatseid mineraale.

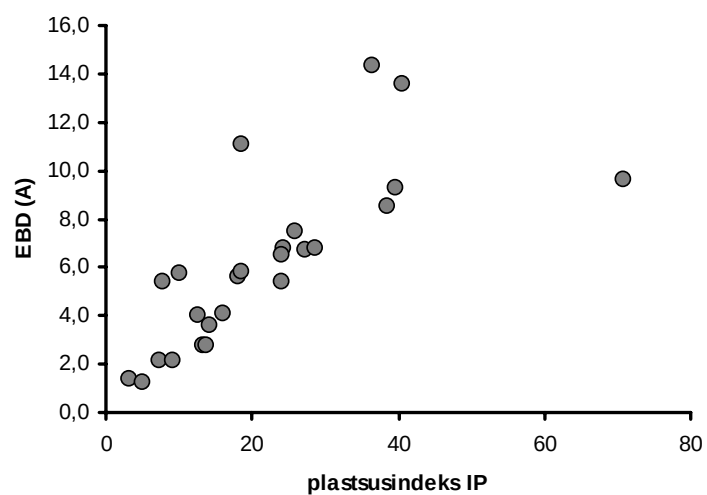
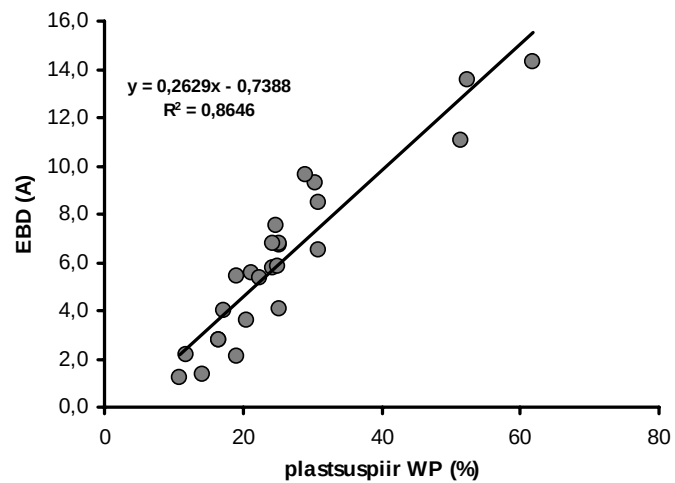
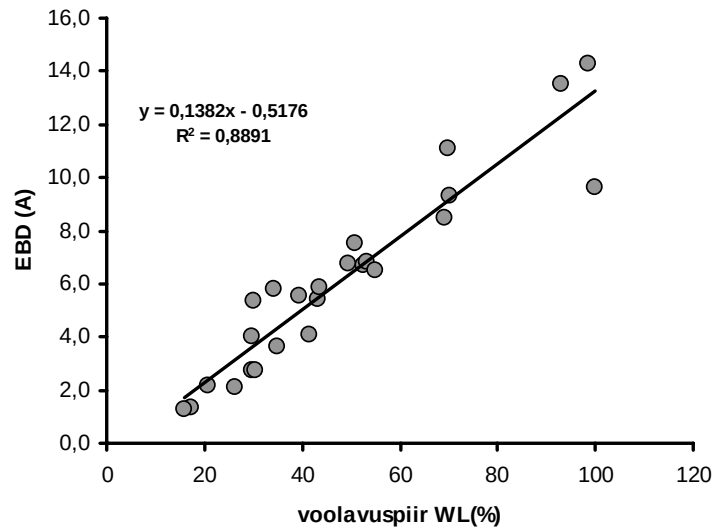
Selliste looduslike süsteemide füüsikaliste ja mineraalsete omaduste kirjeldamiseks esitasid Schmitz et al. (2004) **ekvivalentse basaalse distantsti** (*equivalent basal spacing distance – EBS*) kontseptsiooni. Ekvivalentse basaalse distantsti (EBD) kontseptsioon seostab polükomponendilises savimineraalide segus olevate mineraalide fundamentaalse struktuurse ehituse ja pinnase plastsusomadused. Nagu ülal nimetatud, sõltuvad plastsusomadused savimineraalide sisaldusest ja nende mineraalide punduvus/veesidumisvõimest.

Ligilähedaselt on savimineraali struktuuri punduvus funktsioon savimineraalide

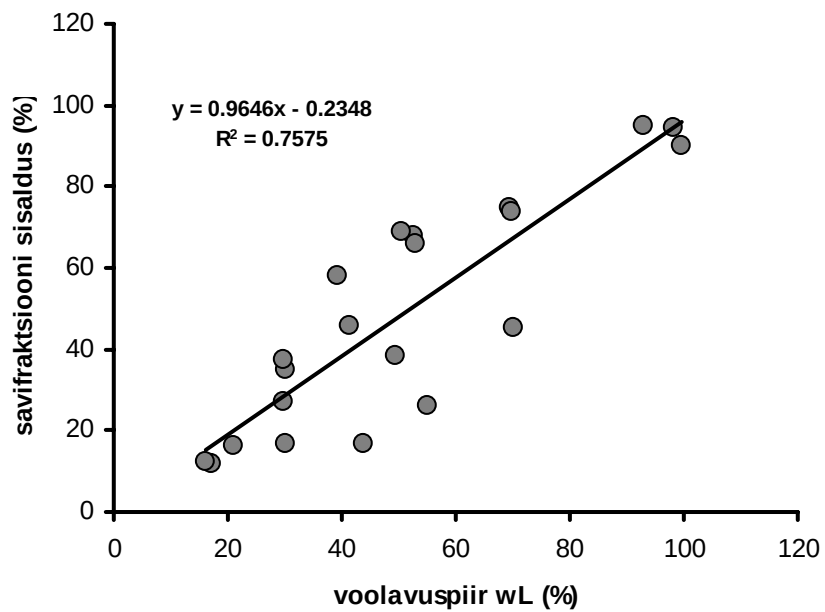
struktuurse paketi mõõtmest (korduvusest) ning suurema struktuurse paketi korduvussammuga mineraalidel on vastavalt ka suurem punduvusvõime. Seega võib taanduda savipinnase geotehniliste omaduste hinnang vastavate mineraalide kaalusuhete määramisele uuritavas pinnases.

Käesoleva uuringu tulemused näitavad, et looduslike homogeensete savide, sealhulgas erineva saviosakeste sisaldusega savipinnaste Atterbergi piirid ja plastsusindeks ning kogukivimi mineraalse koostise alusel määratud proovide EBD on hästi korreleeritavad lihtsate lineaarsete sõltuvustena, mis on väljapeetud kogu EBD teoreetiliste piiride ulatuses (Joonis 6). Määratud parameetritest on kõige koonduvama korrelatsiooniga EBD suhtes voolavuspiir (korrelatsioonikordaja $R^2 = 0.89$; $p < 0.0001$), mis on ka üks tähtsamaid ja universaalsemaid (savi)pinnaste geotehnilisi omadusi. Siiski on märkimisväärne Nabentoniidi (proov ps25) koostise hälbumine üldisest trendist.

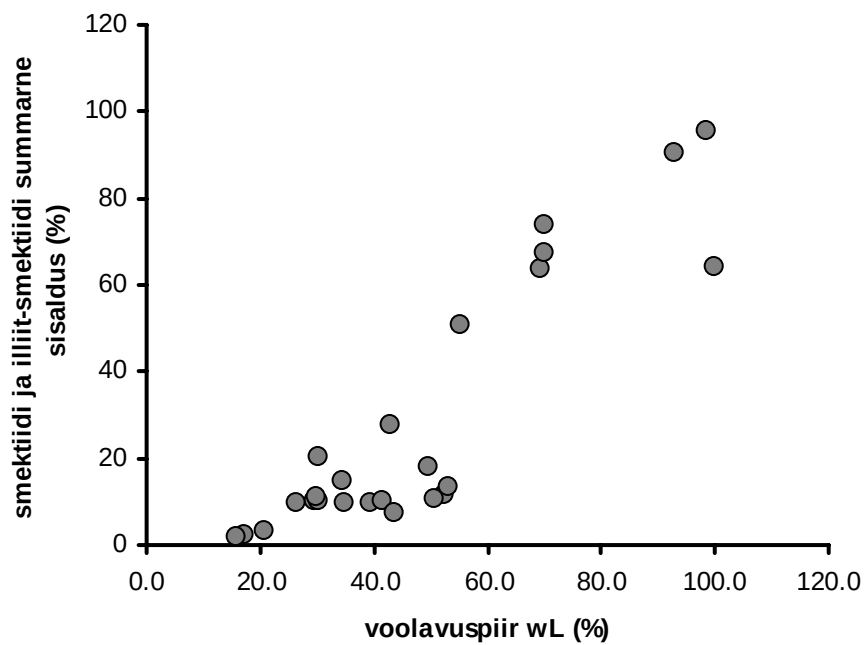
Kindlasti on oluliseks parameetriks reaalsete looduslike savide voolavuspiiri (ja teiste määratud geotehniliste näitajate) määratlemisel savifraktsiooni sisaldus, mis on kergesti määratav lõimiseanalüüsi järgi, siiski on savifraktsiooni sisaldus võrreldes EBD-ga märgatavalt hajuvam ning on pigem defineeritav trendina ($R^2 = 0,76$; Joonis 7). Samas on huvitav märkida, et voolavuspiir ei ole kontrollitud ainult ühe kindla savimineraali sisaldusest, vaid tegemist on kompleksse koosmõjuga mitme savimineraali vahel, mida on täheldanud ka varasemad uurijad (nt. Berti, 2003). Lähtudes savimineraalide struktuurset ehitusest ja pundumisomadustest, on teoreetiliselt kõige kõrgema voolavuspiiriga smektiitsed ja/või segakihilised (illiit-smektiitsed) savid. Sellist sõltuvust smektiidi sisalduse ja voolavuspiiri vahel täheldasid näiteks Yilmaz & Bodur (2000). Tõepoolest, suhteliselt madala savimineraalide summaarse sisalduse juures (48,6%) on smektiitsel Austria 1 proovil keskmisest kõrgem voolavuspiir (43,1%), kuid samas on kõige halvemate punduvusomadustega kaoliniidirikka (42% savimineraalidest) Tšassov Jari savi voolavuspiir 53,1%, sest vastavalt on savimineraalide summaarne sisaldus isegi 83,9%. Arvatavasti tõstab selle proovi voolavuspiiri ka suur illiitsete mineraalide sisaldus (57% savimineraalidest). Seda kinnitab ka smektiidi ja segakihilise illiit-smektiidi summaarse sisalduse ja voolavuspiiri vaheline sõltuvus, mis on hästi selge ja väljapeetud kõrge >50%-lise smektiidi ja illiit-smektiidi sisalduste korral (vastavalt on neil ka kõrgem voolavuspiir), kuid on hajuv ning suurtes piirides varieeruv madala voolavuspiiri ja savimineraalide sisalduse korral (Joonis 8).



Joonis 6. Atterbergi piiride ja plastsusindeksi sõltuvus kogukivimi mineraalse koostise järgi arvutatud EBD-st.



Joonis 7. Savifraktsiooni sisalduse ja voolavuspiiri korrelatsioon.



Joonis 8. Voolavuspiiri ja smektiidi ja illiit-smektiidi sisalduste suhe uuritud proovides.

Schmitz et al. (2004) töös uuriti 5 proovi, mis olid praktiliselt puhtad savid ja mille koostis oli suhteliselt lihtne. Antud töös uuriti aga 25 looduslikku saviproovi (savikat materjali), millede saviosakeste sisaldus ja koostis oli suurtes piirides varieeruv. Esimeses uurimuses toodud sõltuvuses torkab silma (Schmitz et al., 2004, joonis 3, vt ka joonis 11 siin töös), et korrelatsiooni determineerib üksik kõrge voolavuspiiriga smektiidi punkt, samas kui ülejäänud punktid koonduvad kitsamasse vahemikku.

Võrdlemaks käesoleva töö ja Schmitz et al. (2004) esitatud EBD ja voolavuspiiri vahelisi sõltuvusi, tuleb arvestada ka erineva voolavuspiiri määramise meetodikaga. Ajalooliselt on Atterbergi voolavuspiir defineeritud nn. Casagrande seadmel ning sellele kujule on esitatud ka Schmitz et al. (2004) mõõtmistulemused.

Käesolevas töös kasutati voolavuspiiri väärtuste leidmiseks Vassiljevi koonuse meetodit (vt. ptk. Materjalid ja meetodid) ning seetõttu ei saa neid eksperimentaalseid tulemusi otseselt võrdluseks kasutada ja need tuleb konverteerida vastavusse Casagrande standardiga. Vassiljevi koonuse meetodil määratud voolavuspiiri ümberarvutamiseks lähtuti Škopeci & Ter-Stepaniani (1975) esitatud seosest:

$$w_L^V = 324 * w_L^c / w_L^c + 328; \text{ kus}$$

w_L^V on voolavuspiir Vassiljevi koonuse järgi ja

w_L^c on voolavuspiir Casagrande järgi.

Ümberarvutatud voolavuspiiri väärtused on toodud Tabelis 7.

Tabel 7. Geotehnilised parameetrid ümberarvutatuna Casagrande standardile.

Asukoht	Proovi nr.	Plastsus piir $w_L^C\%$	Voolavus piir $w_L^C\%$	Plastsus- indeks
Arumetsa	ps01	25.3	63.8	38.5
Küllatuva	ps02	24.9	61.2	36.3
Liivamäe	ps03	14.1	19.0	4.8
Värtemäe	ps04	16.5	33.5	17.1
Luhamaa	ps05	16.5	34.3	17.7
Joosu	ps06	21.4	45.8	24.4
Misso punane	ps07	17.3	33.8	16.5
Kunda	ps08	25.2	59.6	34.4
Pärnu	ps09	25.3	48.4	23.1
Austria 1	ps10	19.1	50.7	31.6
Saksa valge	ps11	24.4	39.4	15.0
Laeva	ps12	20.6	39.9	19.3
Austria 2	ps14	19.1	29.6	10.4
Tähtvere	ps15	22.5	34.1	11.7
Nõo	ps16	25.1	51.5	26.4
Tšassov Jar	ps17	24.4	64.7	40.3
Kuugemäe	ps18	11.8	23.1	11.3
Unipiha	ps19	11.0	17.5	6.5
Brno	ps20	61.9	145.9	84.0
Kinnekulle	ps21	30.8	90.0	59.2
Primorje 4	ps22	31.0	67.6	36.6
Primorje 9	ps23	30.5	91.3	60.9
Gruusia	ps24	51.4	91.0	39.5
Armeenia 1	ps25	29.0	149.0	120.0
Armeenia 2	ps26	52.3	134.1	81.9

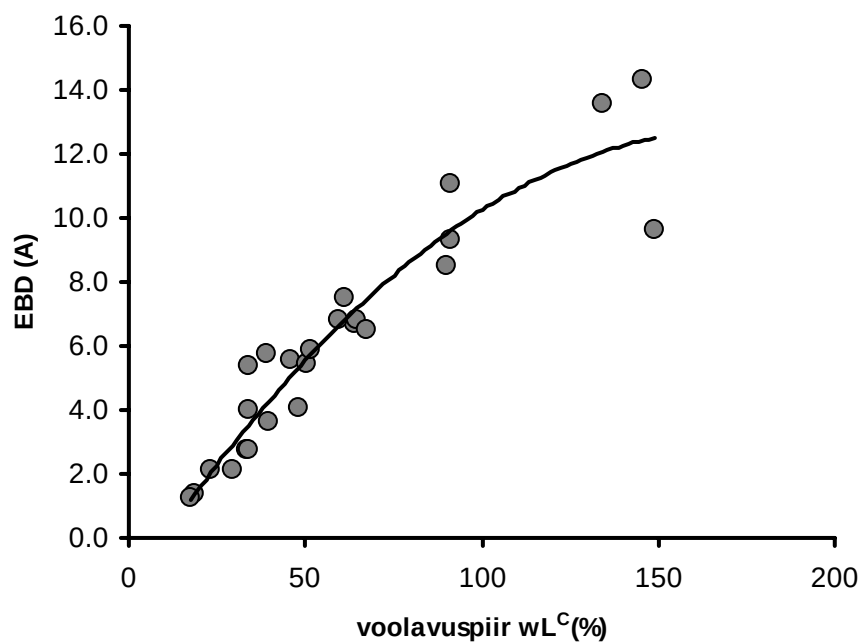
Ka lähtudes Casagrande standardist, avaldub voolavuspiiri ja EBD sõltuvus lineaarse regressioonina, kuid sellest hälbib tunduvalt jällegi Na-bentoniit (ps25). Koos selle prooviga saadi parim lähendus teist järku polünoomi regressiooniga (Joonis 9):

$$y = -0,0005x^2 + 0,1673x - 1,5972 \quad (R^2 = 0,9); \text{ kus}$$

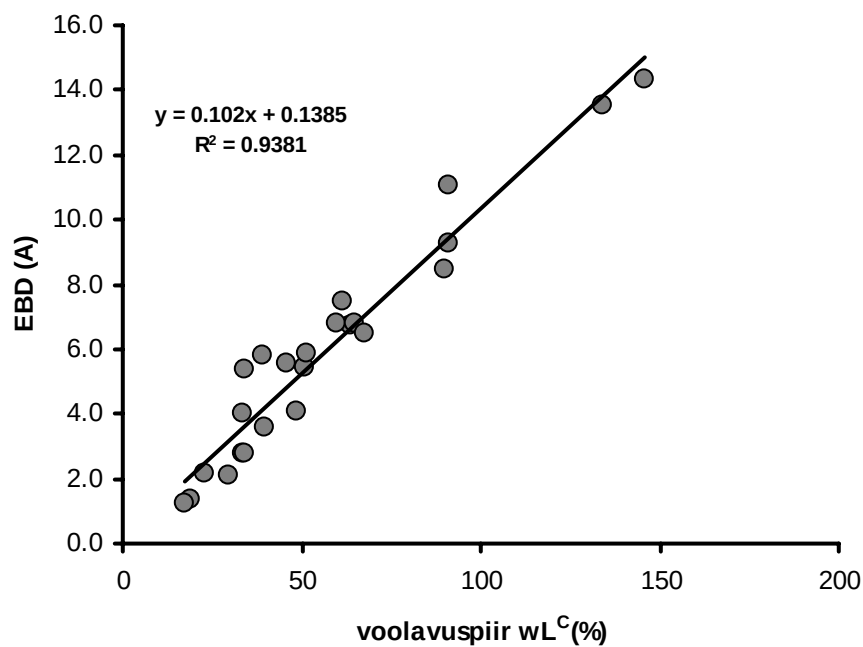
$$y = \text{EBD ja } x = w_L$$

Ilma proovita ps25 on sõltuvus statistiliselt väga oluline ning kirjeldatav lineaarse regressioonisirgiga (Joonis 10).

$$y = 0,102x + 0,1385 \quad (R^2 = 0,94; p < 0,0001)$$



Joonis 9. Casagrande standardile ümberarvutatud voolavuspiiri ja EBD suhe.



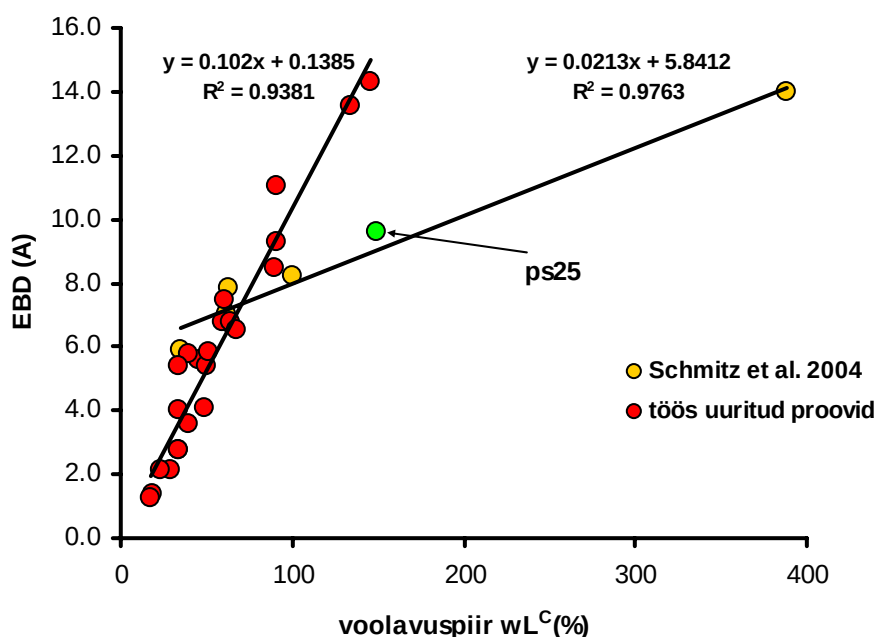
Joonis 10. Casagrande standardile ümberarvutatud voolavuspiiri (ilma Na-smektiitse proovita ps25) ja EBD suhe.

Samas leidis Schmitz et al. (2004) nende parameetrite vaheliseks sõltuvuseks lähenduse:

$$y = 0,0213x + 5,8412 \quad (R^2 = 0,98; \text{Joonis 11}).$$

Schmitz et al. (2004) esitatud ja käesolevas töös modifitseeritud EBD ja voolavuspiiri vahelised sõltuvused on märgatavalt erinevad. Saadud sõltuvuste peamine erinevus seisneb lineaarse regressioonsirge erinevas tõusus.

Siiski, Schmitz et al. (2004) ja käesoleva töö analüütiliste tulemuste võrdlemisel on ilmne, et Na-smektiitne Armeenia 1 (ps25) bentoniitsavi positsioneerub samale joonele Schmitz et al. (2004) sõltuvusega, mille defineerib samuti üks üldiselt lähedastel väärtustel koonduvatest proovidest eemalasetsev smektiidi proov (Joonis 11). See viitab võimalikule põhimõttelisele erinevusele ps25 proovi ja nimetatud Schmitz et al. (2004) bentoniidi ning ülejäänud uuritud proovide koostises.

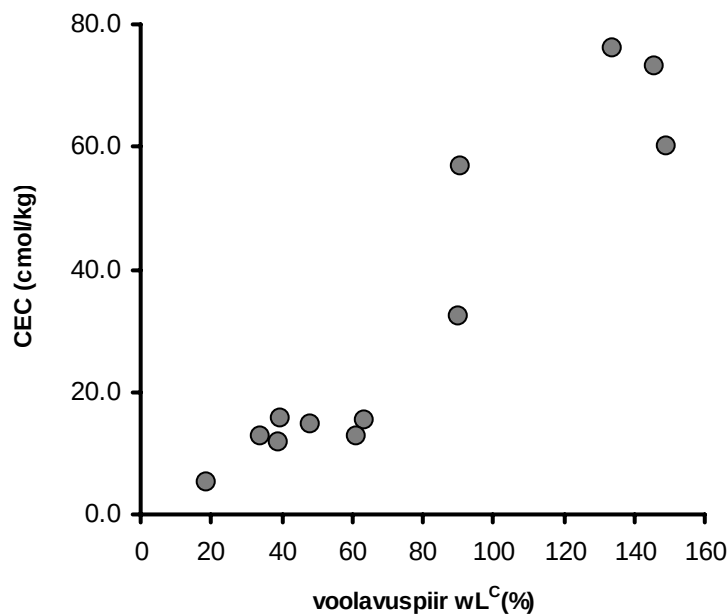


Joonis 11. Schmitz et al. (2004) ja käesoleva töö eksperimentaalsete tulemuste võrdlus.

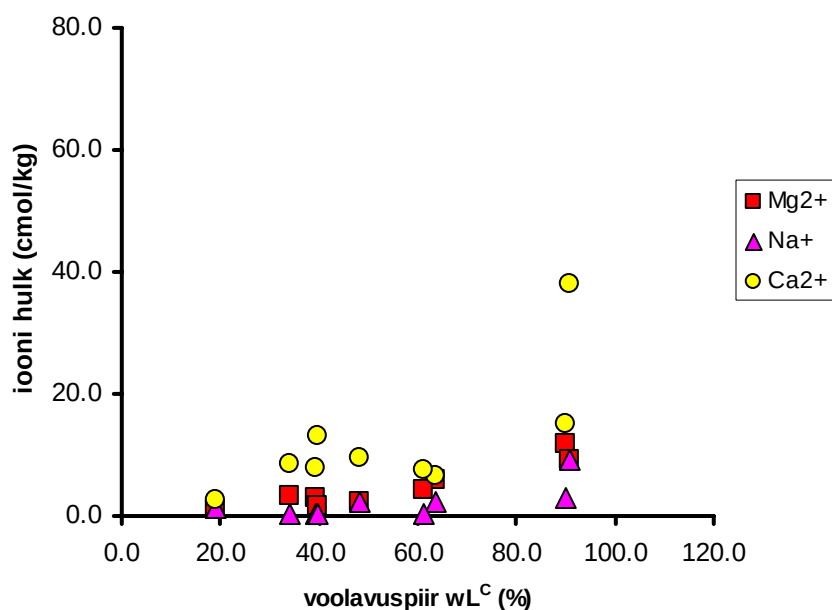
Tõepoolest, Grabowska-Olszewska (2003) näitas, et bentoniitsavide voolavuspiir on selgelt sõltuv ka kihtidevahelise katiooni iseloomust. Seejuures on Na-küllastunud montmorillioniidi voolavuspiir samadel tingimustel kaks korda kõrgem kui Ca-küllastunud montmorillioniidil. Kui 100%-lise Na-montmorillioniidi voolavuspiir võib ulatuda üle

200%, siis Ca-montmorillioniidil on see samal ajal maksimaalselt 100%.

Sellisele käitumisele viitavad ka käesoleva töö tulemused, mis näitavad, et enamuse uuritud savide struktuuris on domineerivaks katioonvahetuslikuks iooniks Ca^{2+} ning need proovid ja Schmitz et al. (2004) enamus proove järgib sarnast voolavuspiiri-EBD mudelit, kus Casagrande järgi standardiseeritud voolavuspiir jääb üldiselt alla 100%. Samal ajal on Na-bentoniidi voolavuspiir samal EBD väärtusel kõrgem kui Ca-savidel ning ulatub 150%. Samuti on suurema katioonvahetusvõimega proovide voolavuspiir kõrgem kui väiksema katioonvahetusvõimega savidel ning voolavuspiiri mõjutab ka vahetava katiooni liik, nt. Ca^{2+} või Mg^{2+} korral (Joonis 12 ja 13).



Joonis 12. Katioonvahetusvõime (CEC) mõju voolavuspiirile (w_L^C %)



Joonis 13. Voolavuspiiri sõltuvus vahetatava katiooni liigist.

Na- ja Ca-smektiitide erinev voolavuspiir tuleneb tõenäoliselt monovalentse Na ja divalentsete Ca ja Mg omaduste poolt määratletud erineva savide kihtidevahelise ruumi ehitusega. Kõrge punduvusega (sh. ka kõrge adsorptsioonivõimega) Na-smektiidis moodustub kihtidevahelises ruumis normaalingimustel veega küllastumisel 2-kihiline veemolekulide kompleks (paketi distants sellisel juhul 15-15.5 Å). Veelgi enam, kõrgel vee osarõhul võib Na⁺ või Li⁺ ionidega küllastunud smektiitides moodustuda 3-kihiline veemolekulide kompleks (nn. piiramatul punduvusel nähtus – *infinite swelling*) ning smektiidi paketi paksus võib kasvada 18.8 Å-ni (Meunier, 2005; Sato et al., 1992). Samas moodustavad veemolekulid divalentsete kihtidevaheliste katioonide korral (Ca, Mg) vaid ühe molekulaarse kihi (paketi paksus ~15 Å) ning seega seovad struktuuri sama massi kohta vähem vett. K-ionide korral on montmorilloniidis 2-kihiline veemolekulide kompleks, kuid teiste smektiitide (beidelliit, nontroniit jt.) korral on K⁺ küllastunud savides üks veemolekulide kiht (Meunier, 2005).

Siiski ei ole savide vee-omastatavus seotud ainult struktuuri seotava veega ning märkimisväärne, kuid mitte peamine osa veest seotakse saviosakeste pinnale ning sette poorsesse sisestruktuuri. Ka selles osas eristuvad Na-savid (smektiidid), kus savimassi hüdratiseerumisel moodustub ebakorrapäraselt paigutunud õhukeste kristalliitide serv-serv või serv-tahk liitumisel suure poorsusega õhuline kvaasi-kristallide karkass. Ca-smektiidid

moodustavad sette struktuuris tavaliselt paljude kristalliitide tahk-tahk liitumisel paksuseinalised võrgustikud, millede potentsiaalne poorsus on Na-savidega võrreldes oluliselt väiksem (Meunier, 2005).

Seega on savide geotehniliste omaduste korrektseks hindamiseks mineraalse koostise määramise kõrval primaarselt tähtis ka analüüsida domineerivate savide (ennekõike smektiidi tüüpi savimineraalide) kihtidevahelisse ruumi seotud katioonide tüüpi.

Siiski on märkimisväärne, et vaatamata väga erinevale savimineraalide koostisele, geograafilisele päritolule, erinevale geoloogilisele vanusele ja erinevale geneesile on absoluutne enamus siinkohal uuritud proovidest ja eeldatavalt ka enamus (Schmitz et al., 2004) proovidest Ca-Mg küllastunud savid ning nende Casagrande standardile vastav voolavuspiir ($w_L^C_{EBD}$) on kirjeldatav EBD kaudu sõltuvusega:

$$w_L^C_{EBD} = 9,8 * EBD - 1,4; \text{ kus}$$

EBD on uuritava savi savimineraalide struktuursete pakettide paksuste kaalutud summa kogukivimis (ekvivalentne basaalne distant).

Tänu pooriruumi magestumisele on absoluutne enamus maismaalisi savisid ja savipinnaseid Ca(Mg)-küllastunud (Velde, 1995; Meunier, 2005) ning leitud avaldist võib pidada universaalseks, kirjeldamaks nende pinnaste geotehnilisi omadusi. Siiski, noorte smektiitsete mereliste ja tõenäoliselt ka ariidsete/sooldunud alade savide struktuuris võib olla domineerivaks katiooniks Na ning nende omaduste kirjeldamiseks näib sobivat Schmitz et al. (2004) leitud sõltuvus.

Järeldused

Käesolevas töös uuriti 25 loodusliku pinnase- ja saviproovi mineraalset koostis ning geotehnilisi parameetreid, eesmärgiga selgitada seosed nende materjalide savimineraalse koostise ja geotehniliste omaduste vahel, lähtudes Schmitz et al. (2004) tutvustatud ekvivalentse basaalse distantssi – EBD (*equivalent basal spacing* – EBS) kontseptsioonist, mis suhtestab savide mineraalse koostise ja pinnase füüsikalised omadused. Võrreldes Schmitz et al. (2004) EBD mudeliga, mis lähtub savifraktsiooni mineraalsest analüüsist, kasutati siin töös lihtsustatud EBD mudelit (Palolill 2005), mis tugineb kogukivimi Rietveld põhisele mineraalsele analüüsile. Mõlemad meetodid on hästi ja statistiliselt usaldusväärselt samastatavad.

Saadud tulemuste analüüsimisel ilmnas, et voolavuspiir ei ole kontrollitud üheainsa savimineraali poolt, vaid tegemist on kõigi savimineraalide kompleksse koosmõjuga. Siiski, domineerivalt smektiitsetel savidel on võrreldes illiitsete või kaoliniitse savidega üldiselt kõrgem voolavuspiir. Seejuures sõltub smektiitide voolavuspiir katioonvahetuslike ionide koostisest ning Na-smektiitide voolavuspiir on tunduvalt kõrgem kui Ca-smektiitidel.

EBD on hästi korreleeritav geotehniliste parameetritega ning tüüpiliste erineva geograafilise ja geoloogilise päritoluga kontinentaalsete Ca või Mg-küllastunud savide/savipinnaste EBD ja Casagrande standardile vastav voolavuspiiri ($w_L^C_{EBD}$) sõltuvus on avaldatav kujul:

$$w_L^C_{EBD} = 9,8 * EBD - 0,14; \text{ kus}$$

$w_L^C_{EBD}$ - Casagrande standardile vastav voolavuspiir,

EBD - uuritava savi savimineraalide struktuursete pakettide paksuste kaalutud summa kogukivimis (ekvivalentne basaalne distantss)

Samas ei kirjelda esitatud sõltuvus Na-küllastunud kõrge punduvusega smektiitide EBD ja voolavuspiiri suhet, mis on pigem lähedane algselt esitatud Schmitz et al. (2004)

võrrandiga kirjeldatavale EBD ja voolavuspiiri mudelile.

EBD on tõhus ja kiire meetod savipinnaste geotehniliste omaduste hindamiseks ning võimaldab mõista erineva koostisega savide füüsikalist käitumist, siiski on kõrge veeomastatavusega (punduvusega) smektiitse savide kirjeldamiseks tähtis määrata ka katioonvahetuslike ionide tüüp.

Summary

The relationship between clay mineral composition and geotechnical properties of clays and clayey soils was investigated. The sample set included 25 clays and clayey soils of wide compositional range and different origin from Estonia, Russia, Germany, Austria, Czech Republic, Ukraine, Georgia and Armenia. Comparison was made by using the concept of the Equivalent Basal Distance (EBD) according to Schmitz et al. (2004). This parameter takes into account clay mineralogy qualitatively and as well as quantitatively and provides a direct link between clay mineralogy and geotechnical properties. In this study a new simplified form of the EBD for whole rock composition using Rietveld-based XRD analysis was applied. There is a good correlation between both methods (Palolill, 2005).

The data shows that the liquid limit is controlled not only by one clay mineral type or the total amount of clay minerals present in the sample, but it is determined by complex interplay between the content of clay minerals and their structural and chemical properties. However, in general, smectitic soils have a higher liquid limit than illitic or kaolinitic soils. Moreover, the liquid limit of smectites depends on the composition and type of exchangeable cations, and Na-smectites have a higher liquid limit than Ca-smectites.

There is a good correlation between EBD and liquid limit and this relationship allows to predict the geotechnical properties of clays knowing their mineralogical composition. The relationship found in this study is valid for wide range of typical continental clays that are Ca^{2+} or Mg^{2+} saturated.

An equation was developed:

$$W_{\text{Lc}}^{\text{EBD}} = 9,8 * \text{EBD} - 0,14 \quad (1)$$

where

$W_{\text{Lc}}^{\text{EBD}}$ is the estimated liquid limit according to Casagrande method, and EBD is the structural parameter found according to equation 2.

$$EBD = \sum_{i=1}^n S_i^{KX} \cdot BD_i^{(001)} \quad (2)$$

where

S_i^{KX} – amount of a clay mineral according to a whole rock XRD analysis

$BD_i^{(001)}$ – basal spacing (Å) of particular clay mineral (according to the oriented clay fraction XRD analysis or known from literature).

Nevertheless, given relationship is not valid for smectitic soils if Na^+ ions dominate in interlayer space of smectite. In this case the better approximation is found by using the correlation introduced by Schmitz et al. (2004).

The concept of Equivalent Basal Distance (EBD) is a quick and effective tool which provides a direct link between mineral composition and geotechnical properties of clays and helps to understand the behaviour of different clayey materials. However, for the high swelling clays it is necessary to determine the amount and type of exchangeable cations.

Tänuavaldused

Suured tänud TÜ Geoloogia Instituudi ruumi nr.244 töökale kollektiivile, kes mind aitas hea nõu ja jõuga.

Ja kõiki toremaid inimesi, kellela poleks see töö sellisena valminud.

Kasutatud kirjandus

Abdullah, W.S., Alshibli, K.A., Al-Zou'bi, M.S., 1999. Influence of pore water chemistry on the swelling behavior of compacted clays. *Applied Clay Science*, 15: 447-462.

Berti, D. 2003. Clay Mineralogy and Its Effect on Physical Properties in the Gulf of Mexico Northwestern Continental Slope. A Thesis for the degree of Master of Science. Texas A&M University

Borchardt, A.G., 1984. Stabilization of landslides: effects of various chemicals on the laboratory shear strength of an expansive soil. Spec. Rep. Calif. Div. Mines Geol., 155.

Burland, J.B., 1990. On the compressibility and shear strength of natural clays. *Geotechnique*, 40(3), 329-378.

Coduto, D.P. 1999. *Geotechnical Engineering, Principles and Practices*, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 128-131.

Dixon, J.B., Weed, S.B., 1989. *Minerals in soil environments* -2nd edition. SSSA Book Series. SSSA, Madison, WI, 1244.

Friedman G.M., Sanders J.E., Kopaska-Merkel D.C 1992. *Principles of sedimentary deposits*. Macmillan Publishing Company, New York, 21-30.

Grabowska-Olszewska, B. 2003. Modelling physical properties of mixtures of clays: example of a two-component mixture of kaolinite and montmorillonite. *Applied Clay Science*, 22(5), 251-259.

Greene, R.S.B., Eggleton, R.A. & P Rengasamy, P. 2002. Relationships between clay mineralogy and the hardsetting properties of soils in the Carnarvon horticultural district of Western Australia. *Applied Clay Science* 20, 211 – 223

Kleesment, A. & Sinisalu, R. 2002. Purdsetendite granulomeetrisest klassifikatsioonist. *Eesti Geoloogia Keskuse Bülletään* 10, 20-26.

Lambe, T.W. 1960. A mechanistic picture of shear of shear strength in clay. In: Proceedings of the Research Conference on Shear Strength of Cohesive Soils, Boulder, CO, 555-580

Maavara geoloogilise uuringu läbiviimise ja maavaravarude kinnitamise kord. 1995. KKMm. nr. 29

Maavara uuringu korra rakendamise juhend savile. 1995. KKMm. nr. 29, lisa 6.

Meunier, A. 2005. Clays. Springer, Heidelberg, 153- 195.

Mitchell, J.K and Soga K. 2005. Fundamentals of soil behavior. John Wiley & Sons, Inc., New York, 35-106.

Munsell Soil Color Charts. 1998. Munsell Color, GretagMacbeth.

Mändar, H., Vajakas, T., Felsche, J. & Dinnebier, R.E. 1996. AXES 1.4 – a program for the preparation of parameter input files for FULLPROF. – Journal of Applied Crystallography, 29, 304.

Nõuded maavaravarude kategooriatele ja maavaradele ning maavaravarude kasutusalaade nimistu. 2005. KKMm. nr.29, RTL 47, 650.

Palolill, M. 2005. Eesti savid ja savipinnased ning nende kasutatavus toorsaviehituses. Keskkonnatehnoloogia lõputöö.

Sato, T., Takashi, W., and Otsuka, R.1992. Effect of layer charge, charge location, and energy change on expansion properties of dioctahedral smectites. Clays and Clay Minerals, 40, 103-113.

Schmitz, R.M., Schroeder, C. & Charlier, R. 2004. Chemo–mechanical interactions in clay: a correlation between clay mineralogy and Atterberg limits. Applied Clay Science 26, 351–358.

- Seed, H.B, Woodward, R.J., Lundgren, R., 1964. Clay mineralogical aspects of the Atterberg limits. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, 90(SM4), 107-131.
- Skempton, A.W. 1970. The consolidation of clays by gravitational compaction. *Quarterly Journal Geological Society of London*, 125(499), 373-411.
- Sridharan, A. & Jayadeva, M.S. 1982. Double layer theory and compressibility of clays. *Geotechnique*, 32(2), 133-144.
- Sridharan, A., Rao, S.M. & Murthy, N.S. 1986. Liquid limit of montmorillonite soils. *Geotechnical Testing Journal*, 9(3), 156-159.
- Sridharan, A., Rao, S.M., Murthy, N.S., 1988. Liquid limit of kaolinitic soils. *Geotechnique*, 38(2), 191-198.
- Taylor, J.C. 1991. Computer programs for standardless quantitative analysis of mineral using the full powder diffraction profile. *Powder Diffraction*, 6, 2-9.
- Velde, B. (ed.) 1995. *Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment*. New York, Springer
- Vipper, H. 1989. *Maaviljeluse praktikum*. Tallinn, Valgus, 45-53.
- Yılmaz, K.& Bodur, M.N. 2000. The Technological and mineralogical characteristics of raw materials used for brick-tile Industry in Kahramanmaraş Region. *Proceedings of international symposium on desertification, Konya/Turkey*, 553.