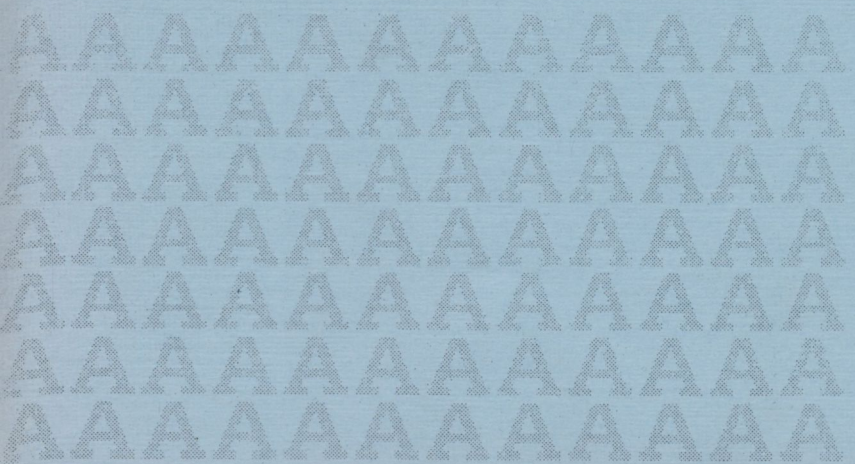


Enn Pirrus



**SETTEKIVIMITE
LITIFITSEERUMINE**



TALLINNA TEHNIKAÜLIKOOL

Mäeinstituut

ENN PIRRUS

**SETTEKIVIMITE
LITIFITSEERUMINE**

TTÜ
KIRJASTUS

Tallinn 2002

TTÜ GEOLOOGIA INSTITUUT
RAAMATUKOGU

Nr. 4219

SISUKORD

SISSEJUHATUS	3
SETTEKIVIMITE KUJUNEMISE STAADIUMID. PÕHIMÕISTED JA TERMINOLOOGIA	5
EESTI SETTEKIVIMIKOMPLEKSI LITIFITSEERUMISE PÕHI- KONTSEPTSIOON	13
Üldosa	13
Settekivimite vähene vajumissügavus	14
Põhjavee tsirkulatsioon	16
Kivimite algsed settimistingimused	17
Kokkuvõte	26
FLUIDUMI ELISIOON SAVIKIVIMITEST KUI PURDKIVIMITE TSEMENTREERIMISPROTSESSIKS VAJALIKE AINETE VÕIMALIK ALLIKAS	28
AUTIGEENNE PÄEVAKIVI LITIFITSEERUMISPROTSESSIS	36
Üldosa	36
Autigeenne päevakiviteke Eesti aluspõhja Paleosoikumi kivimites	42
KARBONAATNE TSEMENT EESTI KAMBRIUMI JA VENDI KIVIMITES	50
Üldosa	50
Ülem- ja Kesk-Kambrium	53
Alam-Kambrium	58
Vendi kompleks	74
Kokkuvõte	76
KIRJANDUS	82
THE LITHIFICATION OF SEDIMENTARY ROCKS	86

Kaane kujundanud Ann Gornischeff

© Enn Pirrus, 2002

ISBN 9985-59-294-8

OÜ·INFOTRÜKK

SISSEJUHATUS

Settekivimite kõvastumine ehk litifitseerumine on geoloogias üldtuntud nähtus, sest geoloog töötabki peamiselt kivimitega, s.o maakoore kõvastunud mineraalagregaatidega. See on nii loomulik, et enamasti ei pööratagi tähelepanu sellele, miks kättevõetav objekt on just niisuguse kõvadusega. Pigem vastupidi, kivimi tahkest olemusest püütakse justkui mööda vaadata, püütakse mõista tema algset pudedat loomust, näha kivimis eelkõige mineraalide ja orgaaniliste komponentide esmast kuhjet, kivimi tekkeloo algetappi. Vähemasti settekivimite puhul on see sageli nii. Kivimiosakeste vahelist seost püütakse koguni lõhkuda kivimit purustades, sõeludes ja fraktsioneerides, selleks et üksikuid mineraaliterakesi uurimiseks eraldada ja kivimis leiduvaid kivistisi tervena kätte saada.

Selline juurdeminek sünnitab paradoksi: kivimeid uuritakse põhjalikult, kuid nende tekkeloo teine külg, uurijat sageli häiriv kõvastumisprotsess, jääb tihtipeale hoomamata.

Ometi käib see kivimitega lahutamatu kaasas, on rakenduslikus mõttes enamasti ainumäärav. Kivimite kõvadusest oleneb nende kasutamine tööstuses, läbindamisvõtted mäetöödel, kaevandusõonte-lagede püsivus, ehitusaluste kandevõime, massiivi veeläbilaskvus ja palju muudki. Seepärast tuleb rakendustöödel alati määrata kivimi tugevusparameetrid kas siis teimidega, füüsikaliste näitajate arvutamisega või kivimimehaanika teooriast lähtuvate hindamiskriteeriumidega. Selle töö puhul kaldutakse nähtuste mõistmise teise külge – tugevusomaduste käsitlemisele neid otseselt põhjustanud protsessidele erilist tähelepanu osutamata. Jääb justkui ehitamata sild kahe kalda vahele: ühel pool on kivimite algne tekkeolukord, teisel pool lõppsaadus. Kuid üsna pikk tee, mis kahte kallast lahutab, jääb piltlikult öeldes läbi käimata.

Seda lünka püüab käesolev kirjutis osaliselt täita. Mõistagi on ainevaldkond keerukas ega allu lihtsatele skeemidele. Oma arengulooga toob iga geoloogiline regioon kivimite litifitseerumisprotsessi iseloomuliku eripära, mida tuleb silmas pidada just antud koha geoloogilises kontekstis. Seepärast ei anta käesolevagagi mingit üldist, kõikehaaravat käsitlust, vaid piirduakse eelkõige Eesti alaga, keskendudes kõige põhilisemate seaduspärade avamisele ja tehes sellest vaid väheseid kõrvalepõikeid probleemi üldisematesse aspektidesse.

Autor on toetunud kirjutades isiklikule uurijakogemusele Eesti aluspõhja uurimisel, kolleegide arvukatele kirjanduses hajutatud uurimistöödele ning omavahelistel fikseerimata aruteludel kujunenud arusaamadele. Loomulikult kajastub selles autori subjektiivne vaatenurk ning siit tuleneb ka käsitluse hüplikkus ehk, pehmemalt öeldes, esitatud materjali esseelikkus.

Sellele vaatamata loodab autor, et niisugusest üldistavast käsitlusest on lugejale kasu, mõistmaks siinses regioonis kehtivaid seoseid. Eriti peaks kirjapandu laiendama silmaringi noortel inimestel, kel puudub võimalus kirjanduses hajutatud andmestikku sihikindlalt läbi töötada. Kuid ka kogenud spetsialist saab siit mõtlemisainet, sest käsitlus on mõeldud eeskätt mõttetegevuse ergutamiseks ja arendavate diskussioonide algatamiseks. Raamat peaks olema karkass, mille sõlmpunkte tuleb edasiste uuringutega kindlamini seostada. Seetõttu on kõik reageeringud ja vastulaused teretulnud ja oleks tore, kui nad jõuaksid autorini.

SETTEKIVIMITE KUJUNEMISE STAADIUMID. PÕHIMÕISTED JA TERMINOLOOGIA

Selle küsimuseringi juurde asudes peab kohe märkima, et tegemist on terminoloogiliselt üsna ähmase ja kaugeltki mitte üheselt käsitletava ainevaldkonnaga, milles orienteeruda pole lihtne. Ka ei analüüsita siinkohal lähemalt kirjanduses esitatud seisukohti, põhjendusi ja arendatud diskussioone, sest nende hulk on suur ning analüüs muudaks käsitluse raskeks ja väsitavaks. Märkigem vaid, et ka igapäevastes ning sageli kasutatavates üldmõistetes nagu *litogenees*, *diagenees*, *epigenees* jt puudub uurijatel ühene arusaam, mida ei ole õnnestunud käesoleva ajani reguleerida ning mistõttu nad on suures osas käsitatavad vabakasutuslike terminitena. Arusaamade lahknevust on tublisti suurendanud NSVL-i lagunemine. Nõukogude Liidus toimus settekivimitele pühendatud teadusharu – litoloogia sihikindel arendamine ning tänu akadeemik N.M. Strahhovi eestvedamisele ja tema suurteostele formeerus üsna väljapeetud õpetus settekivimite moodustumise stadiaalsusest, mille baasil kasvas tugev litoloogiaspetsialistide kaader. Hiigelriigi kokkuvarisemisel kadusid valdkonda isoleerivad barjäärid ning levima hakkas lääneriikides kasutatav vabam terminoloogia. Näiteks omandas mõiste *diagenees* hoopis avara postsedimentaarse nähtuse sisu, mis ulatub sageli sügavusteni, kus toimivad juba endogeensed kivimit moodustavad tegurid (metagenees, metamorfism). See vabakäsitlus andis tagasilöögi settekivimite litifitseerumisprotsessi stadiaalsuse käsitlemisse ülemaailmseski ulatuses, tekitas tarbetuid arusaamatusi ja on põhjustanud segadusi ka Eesti uurijate seas.

On arusaadav, et allpool esitatakse terminite ja staadiumide käsitlus autori seisukohtadest lähtuvalt, mis mõistagi saab olla üksnes soovitusliku tähendusega.

Settekivimite kujunemist käsitleb litoloogia¹, mille uurimisobjekt on keerukas protsesside kogum, mida võiks nimetada *litogeeniks*. Litogenees on sõna-sõnalt settekivimi teke ja seda võib vaadelda kitsas ja laias tähenduses. Kitsas mõttes piirdub protsess settebasseinis toimuvaga, s.o materjali settimisega veekogu põhjale ja tihenemisega kõvaks kivimiks. Just see katkematu side basseiniga annab kivimile struktuuri ja mineraalse näo ning kivim saab valmis (litogenees N.M. Strahhovi käsitluses). Laias käsitluses mõistetakse litogeeni all ka kivimi edasist käekäiku kuni metamorfismini välja (savide argilliidistumine, dolomiidistumine, põhjavee mõjutused, kivisöe antratsiidistumine, nafta kujunemine jms),

¹ Varem oli kasutusel ka nimetus settekivimite petrograafia, millel aga oli üksnes kirjeldav varjund, mistõttu terminit tänapäeval praktiliselt ei kasutata.

mis muudab või võib oluliselt muuta kivimi settimisel kujunenud iseärasusi. Seda käsitlust toetavad innukalt söe- ja naftageoloogid, s.o kivimimoodustumise lõpp-produktist lähtuvad spetsialistid. (Autor seda käsitlust ei poolda.)

Settekivimite moodustumise esimene staadium on *sedimentogenees*. Seda staadiumi uurib sedimentoloogia. Sedimentogenees on niisiis tahke aine sadestumine veekogu põhjale, mis võib toimuda kolmel viisil – mehaanilisel, keemilisel või biogeensel. Settimine on lõplik või ajutine. Viimasel juhul kord juba sadestunud materjal võib veevoolu või muude tegurite (nt bioturbatsioon, lainetus, maalihked jne) mõjul veel enne lõplikku fikseerumist uute setete all korduvalt ümber paigutada, mis jätab kujunevasse kivimisse vastavaid struktuurseid ja tekstuurseid jälgi. Neid nähtusi uuribki sedimentoloogia. Selle teadusharu metodoloogias mängib suurt osa just tänapäevastes basseinides, kus kõik parameetrid on otse ja isegi matemaatiliselt määratavad, toimuva hoolikas jälgimine.

Siiski on sedimentogeneesil ka üks ähmasus. Nimelt pole täiesti üheselt mõistetav, mil määral kuulub sedimentoloogia ainevaldkonda sadestuva materjali päritolu. Moodustab ju suure osa settekivimeist purdmaterjal, s.t mandritelt murenemisprotsessis vabanenud lahustumatud silikaatsed aineosakesed. Nende tekitamine murenemiskoorikus pole ilmselt sedimentoloogia valdkond (see on nn *hüpergenees*), kuid materjali transport maismaalt veekogusse küll. Just sellel teel kujunevad tulevase kivimi omadused – terasuurus, osakeste kuju ja ümardatus, selekteerub mineraalne koostis jne. Neid asjaolusid peab sedimentoloogia arvestama. Keemilise ja biogeense sadestumise puhul kuulub aine päritolu juba teiste teadusharude valdkonda, sest sedimentoloogia käsitleb vaid kitsalt veekogus endas toimuvate keemiliste protsesside olemust.

Sedimentoloogia sellise piiratluse puhul on sobiv käsitleda veel mõisteid, mida settekivimite moodustumise protsessis kasutatakse ja mis mõnikord tekitavad terminoloogilist segadust. Need on

protogenees

süngenees

epigenees.

Mõisted on üldkeeles ajalise tähendusega: eelnev, samaaegne ja pärastine. Nii viisi tuleks neid käsitada ning omavahel mitte segi ajada sedimentogeneesi ja süngeneesi või epigeneesi ja katageneesi, nagu sageli tehakse. Neid ühe süsteemi mõisteid võib kasutada ükskõik milliste sündmuste puhul ja alati millegi suhtes, seetõttu on nad eraldi seisvad vabakasutuslikud terminid ja mitte ainult settekivimite tekkeloo kindlad staadiumid.

Neist vähem kasutatav on *protogenees*. Settekivimite puhul võiksime protogeneesi all mõista just settimisele eelnevat, näiteks murendi kujunemist maismaal või siis ka kivimaterjali ümardumist enne lõplikku settimist. *Singenees* on arusaadavalt settimisajal toimuv, näiteks soolade kristalliseerumine auruvast mereveest. *Epigenees* on settimisprotsessi suhtes kõik hilisem: sinna võib kuuluda isegi varane sette tihenemine (ehk *diagenees*), rääkimata hoopis hilisemast kõvastunud kivimite lõhenemisest ja võõra aine tungimisest lõhedesse.

Rõhutagem veelkord, et need on mingi protsessi suhtes kasutatavad ajalisust määravad mõisted, mida ei tohi segi ajada settekivimi teket kujutavate staadiumidega, millest esimene on *sedimentogenees*.

Settekivimite kujunemise teine staadium on *diagenees*. Selle terminiga on nüüdisaegses litoloogias suur segadus, sest seda võib käsitada mitmeti.

Üheselt selge on vaid *diageneesi* algus, milleks on sette nihkumine veekogu põhjapinna tasemest allapoole, mida tingib uute setteportsjonite sadestumine juba moodustunud kihtide peale.

Toimub rida keerukaid muutusi. Seni veekogu põhjas hõljunud poolvedel muda hakkab konsolideeruma. Osakesed jäävad paigale, seostuvad vastastikku, materjal hakkab raskusjõu mõjul tihenema, muda algne poorsus kahaneb, osa vett tõrjutakse sellest välja. Rõhu edasisel suurenemisel protsess intensiivistub: pooriruum sulgub, tahked osakesed liituvad omavahel tugevaks karkassiks, mis võtab vastu kasvava surve ning edaspidi enam olulisele kokkusurumisele ei allu. Tekib kivim. Kuid see on vaid nähtuse mehaaniline külg.

Isoleerumisel veekogu liikuvast veemassist tekib tihenevate setteosakeste vahel täiesti uus keskkond – pooridesisene vesi. Selles leiavad aset keerukad keemilised ja biokeemilised protsessid. Otsustav roll kuulub siin mudasse vajunud surnud orgaanilisele ainele. Sette ülemistes kihtides, kus jätkub veel veekogust pärinevat hapnikku, hakkab orgaanika lagunema lihtühenditeks H_2O , CO_2 , SO_2 . Need vedelikud ja gaasid liiguvad difusiooni teel ülespoole ja jõuavad tagasi basseinivette, väljudes sette *diageneesisüsteemist*. Kuid kogu orgaanika sel teel laguneda ei jõua. Peatselt saabub olukord, kus hapnikku enam ei jätku, orgaanilist ainet on aga veel olemas. Seda asuvad lagundama bakterid, sest endine elusaine kõlbab veel toiduks. Ka bakterid vajavad elutegevuseks hapnikku, kuid nad on suutelised seda ise hankima, lagundades lihtsaid hapnikku sisaldavaid ühendeid, eelkõige raudoksiide (Fe_2O_3) ja merevees sisalduvaid sulfaate ($MgSO_4$). Raudoksiidide lagundamisel väljub ühendist suhteliselt hästi lahustuv ja seetõttu liikuv redutseeritud kahevalentne raud Fe^{2+} ,

sulfaatidest aga anioonina käituv kahevalentne väävel sulfiidioonina S^{2-} . Kohtudes moodustavad need ioonid vähelahustuva bisulfiidi püriidi (FeS_2), mis on kõigile settekivimite uurijatele hästi tuntud diageneetilise mineraalina. Kuid suurtes kogustes vabanev raud ei moodusta üksnes sulfide, ta osaleb ka mitme teise autigeense mineraali koostises, nagu glaukoniit, leptokloriidid (šamosiit), sideriit, paraankeriidile lähedased karbonaadid jt. Aeglasel savimuda tihenemisel võib selliste diageneetiliste mineraalide moodustumine kesta pikka aega, nõnda et moodustuvad suured iseseisvad kivimkehad – konkretsioonid või isegi konkretsioonilised läätsed. Just konkretsioonide teke on iseloomulik diageneesile. Konkretsioonid saavad kujuneda üksnes poolpehmes, täielikult konsolideerumata (litifitseerumata) kivimis. Igal juhul on diageneesil formeeruvate autigeensete mineraalide kooslus kunagise settimisolustiku väga oluline tunnusjoon, mis püsib tavaliselt muutumatuna ka edasistes geoloogilistes sündmustes. Seetõttu loebki osa autoreid diageneesi kivimimoodustumisprotsessi (litogeneesi) lõppstaadiumiks, käsitledes edasisi muutusi juba uue staadiumina – valmiskivimi eksisteerimisperioodina.

Peale kirjeldatud põhisündmuste võib diageneesil toimuda teisigi mineraloogilisi muutusi, eriolukordades üsna spetsiifilisi (kristalliseerumisprotsessid lubisetete lasundites, soola- ja kipsikompleksides jne), kuid mereliste setete puhul on diageneesi läbinud setete üldtunnuseks nende väljapeetult hall, rohekas või sinakas värvitoon. Punakas või pruunikas kolmevalentsest rauast tulenev põhitoon on neis võimatu rauaühendite totaalse redutseerituse tõttu. Just värvus võimaldabki geoloogias eristada merelise või poolkontinentaalse tekkeviisiga settekivimikomplekse. Arusaadavalt toimub ka kontinentaalsetes setetes diagenees, kuid teistsuguste skeemide järgi, mille üksikasju siinkohal ei kirjeldata.

Diageneesile järgnevat staadiumi sobib nimetada *katageneesiks*, kuigi see mõiste pole üldist tunnustust leidnud. Seda arengufaasi on nimetatud ka *epigeneesiks* (mis ei sobi ülaltoodud teist laadi süsteemikäsitlusele viitavate asjaolude tõttu). Läänepoolne kirjandus aga jätkab selle käsitlemist *diageneesina*. Siiski on uurijad lääneski mõistnud, et diageneesil on sellisena liiga lai tähendus: basseinist iseloomulikud tunnusjooned saanud kivim on vaieldamatult olulise etapi läbi teinud geoloogiline üksus, mida ei saa ignoreerida, samal ajal kui kivimi edasine saatus võib olla mitmene: ta võib sattuda suurde sügavusse, aga saada ka hoopis tõstetud ülespoole madalamate termodünaamiliste tegurite mõjuvalda. Seepärast on erialases kirjanduses võetud kasutusele täpsustavad sõnad, nagu varane diagenees, hiline diagenees, mattumiskiagenees, mõnel juhul hoopis ebaõnnestunud üksikmineraalide (?)

diagenees jne. Üheselt käsitatavat stadiaalset sisu pole nendele mõistetele aga antud, mistõttu ähmastunud terminoloogia pärsib teataval määral teadusvaldkonna arengut.

Parema puudumisel on kasulik toetuda vene koolkonna litoloogide poolt välja töötatud mõistetele, mis piiritlevad märksa selgemini ka settekivimite üldise arenguloo eri etappide sisu.

Katageneesi mõiste tõi kirjandusse vene akadeemik A. Fersman, kes selle all mõistis kujunenud settekivimite edasist muutumist peamiselt põhjavee toimel. Hiljem on selle mahtu laiendatud ka teistele diageneesijärgsetele protsessidele, kus gravitatsioonilise põhjavee osavõtt pole enam ainumäärav. Selline on näiteks savilasundite tihenemine üha suurenevate rõhkude valdkonnas, kus algab kõrgdispersse aine osaline ümberkristalliseerumine korrastatuteks mineraalosadeks. Katageneesi kui pikka aega toimiva protsessi üheks tunnusjooneks ongi kivimis aset leidev totaalne mineraalne korrastumine kristallstruktuursel tasemel. Parim näide on siin smektiitsete savimineraalide järkjärguline üleminek illiitideks, s.o vilgule lähedasteks mineraalideks, millega vältimatult kaasneb nn K-metasomatoos. Katageneesi tüüpilmingud on ka tsementatsiooniprotsessid purdkivimites – alul pooriruumi täitumine karbonaatse tsemendiga, hiljem regeneratsiooniliste kvartsitsementide ilmumine. Katageneesil kivimite poorsus väheneb ja nende poorid sulguvad lõplikult, s.t kivimite kollektoriomadused hääbuvad. Katageneesi põhitegur on suurenev rõhk. Mattumisel suurde sügavusse kaasneb sellega temperatuuri tõus. Näeme, et sellel settekivimi moodustumisstaadiumil hakkavad otsustavat rolli mängima endogeensetele protsessidele omased mõjurid. Tahtmatult tekib küsimus, kus on siis katageneesi alumine piir, mis hetkest peaksime hakkama rääkima moondest ehk metamorfismist, s.o täielikust üleminekust endogeensete protsesside mõjusfääri?

See on raske küsimus, sest üleminek moondeprotsessidesse on tõepoolest sujuv ja toimub erinevates kivimites erinevalt: liivakivid asenduvad tasapisi kvartsiitidega, lubjakivid ja dolomiidid marmoriseeruvad, savikivimid argilliidistuvad ja lähevad pikkamööda üle kiltadeks. Et erinevates kivimites kulgevad need muutused eriaegselt, võiksime katageneesi ja tõelise moonde vahel eristada veel ühe üleminekustaadiumi, mida vastava käsitlusega töödes nimetatakse *metageneesiks*. Võiks öelda, et metagenees on settekivimite muutuste sügavaim moonde-eelne staadium, mil toimivad juba maasisese energia tegurid, kuid kivimid säilitavad veel settekivimitele omase ilme.

Millal algab tõeline *metamorfism*? Selle tunnuseks võib lugeda settelistes mineraalides sisalduva vee täielikku eemaldumist, kuid veelgi kindlamalt Al-Si-O-struktuursete

koordinatsioonimotiivide põhjalikku muutumist kõrgetel temperatuuridel, mille tagajärjel saab võimalikuks K-iooni seaduspärane sidumine silikaadi kihtstruktuuri(ga), teisisõnu, savimineraalide lausasendumine vilkudega.

Sellised muutused leiavad kivimites aset oludes, kus settekivimid vajuvad tektooniliste liikumiste toimetel üha sügavamale. Niisugust tüüpi katageneesi käsitletakse *progressiivse katageneesina* ja see on hädavajalik eeldus nafta ning kõrgväärtuslike söesortide kujunemisel.

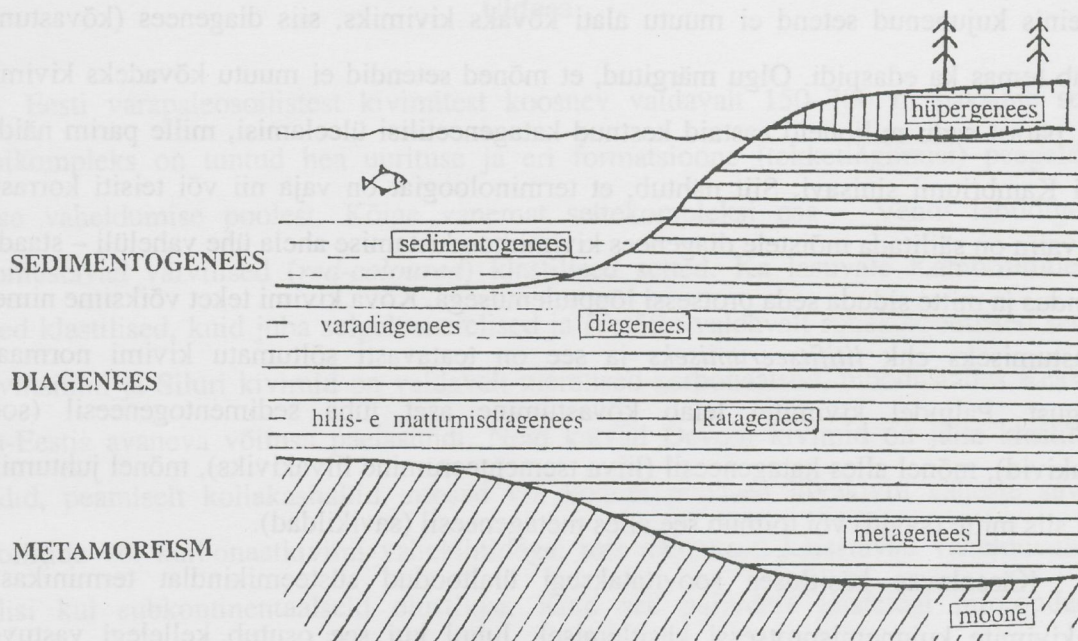
Kuid juhtuda võib ka teisiti. Mingi sügavuseni vajunud settekivimid, teinud läbi katageneetilised muutused, hakkavad tektooniliste liikumiste mõjul ülespoole tõusma ning võivad jõuda madalate rõhkude ja temperatuuride valdkonda. Sellist tüüpi katageneesi võiksime nimetada *regressiivseks katageneesiks* ja see on laialt levinud väikeste vajumisulatustega jäigastunud platvormidel, muuseas ka Eesti alal. Selles protsessis toimuvad ka taandarengud: varasem tsement võib kivimites hävida, kokkusurutud kivim paisuda ja tema poorsus suurened, teiseselt võib kivimitesse tungida põhjavesi. Arvatavasti võib niisuguse ilmingu näiteks lugeda ka Eesti Kambriumi–Vendi liivakivikompleksi mandrijää sulavete tungimise, mida isotoopuuringute põhjal oletatakse.

Kahjuks peab aga ütleva, et regressiivset katageneesi on seni halvasti tundma õpitud, seda on raske üheselt tõlgendada. Sügavama katageneesi protsessid jätavad kivimeisse selgemaid ja pöördumatuid jälgi.

Regressiivse katageneesi lõpetab kivimite jõudmine maapinnalähedasse vööndisse, kus algavad tüüpilised murenemisprotsessid – oksüdeerumine, leondumine, hüdratatsioon ja hüdroolüüs, kivimite mehaaniline lõhkumine temperatuurikõikumiste, jää ja taimejuurte poolt. Seda staadiumi nimetatakse juba *hüpergeneesiks*. Hüpergeneesi ei käsitata üldjuhul enam settekivimite arenguloo osana, kuna ta ei täida loovat, kivimit moodustavat, vaid hoopis lagundavat, destruktureerivat rolli. Pealegi toimub hüpergenees kõigil kivimitüüpidel, settekivimitel seejuures kõige vaoshoitumalt.

Niisiis lõpetasime settekivimite kujunemise käsitlemise peamiste staadiumide kaupa. Piltlikult on nimetatud staadiume kujutatud joonisel 1. Rõhutagem veel kord, et kasutatud staadiumide nimetused ei ole üldtunnustatud: sageli käsitatakse diagenesi äärmiselt laialt, kattes sellega kogu skeemjoonisel horisontaalviirutusega näidatud osa, s.t peaaegu kõik settekompleksis toimunud protsessid peale sedimentatsiooni enda. Arusaadavalt ei saa termini selline avardamine olla tulemuslik ega viljakas ning varem või hiljem tuleb toimuvaid protsesse ja suundumusi hakata omavahel eristama, nagu seda ingliskeelses kirjanduses on

asunud ka arglikult tegema. Pakutud vene koolkonna käsitus on aga juba olemas ja töövariandina sobiv.



Joonis 1. Settekivimite stadiaalse kujunemise üldskeem.
Suurte tähtedega on näidatud üldkäsitlus, väikeste tähtedega alaliigestus staadiumideks, raamistatult soovitatav terminikasutus

Üheks argumendiks diogeneesi laias mõttes kasutamise poolt tuuakse asjaolu, et raske on eristada muutusi, mis toimusid veel seoses settebasseini endaga, neist muutustest, mis leiavad aset hiljem, kui see seos on katkenud. Niisiis oleks diogeneesi ja katogeneesi piiritlemine justkui liialt raske.

See pole tõsine argument, sest kõik eraldatud staadiumid on üleminekuliste joontega. Neil on pigem üldtunnetuslik või loodusfilosoofiline tähendus, kus järske ja üheselt tõmmatavaid piire ei saagi olla. Ometi on ilmne, et just basseini põhjas nn varasel diogeneesil toimuvad protsessid annavad kujunevale setendile näo vähemalt autigeensete tunnusmineeraalide osas. Kui settes toimuvad protsessid kujundavad glaukoniiti või püriiti, fosfaate või sideriiti, leptokloriiti või hematiiti, siis need tunnused säilivad kivimis ka tema edasises kujunemisloos. Sellisel kujul ja niisugusel hulgal neid enam juurde ei teki ja just nende tunnuste abil eristamegi kivimitüüpe üksteisest. Niisiis on just *diogenees* kitsamas mõttes kivimi ilme kujundamise tähtsaim lüli ja seda staadiumi tuleb kivimi tekkeloos kindlasti eristada, olgu piiritlemine kui tahes raske. (Meenutagem, et litogenees kitsamas mõttes haarab nimelt sedimentogeneesi ja diogeneesi.)

Teine hoopis kaalukam argument diageneesi laiema käsitluse kasuks on pigem ajalooline. Nimelt võeti termin kasutusele kõvastumise või kivimitekke sünonüümuna. Et aga basseinis kujunenud setend ei muutu alati kõvaks kivimiks, siis diagenees (kõvastumine) jätkub temas ka edaspidi. Olgu märgitud, et mõned setendid ei muutu kõvadeks kivimiteks isegi pärast sadu miljoneid aastaid kestnud katageneetilisi üleelamisi, mille parim näide on Eesti Kambriumi sinisavi. Siit nähtub, et terminoloogiat on vaja nii või teisiti korrastada. Sobivaim on säilitada mõistele diagenees kivimimoodustamise ahela ühe vahelüli – staadiumi tähendus ja mitte siduda seda protsessi lõpptulemusega. Kõva kivimi teket võiksime nimetada kõvastumiseks ehk *litifitseerumiseks* ja see on teatavasti sõltumatu kivimi normaalsest arengust. Paljudel kivimitel leiab kõvastumine aset juba sedimentogeneesis (soolad, lubjakivid), mõnel alles katageneesis (liiva tsementeerumine liivakiviks), mõnel juhtumil aga isegi siis mitte (savid) või toimub see alles metageneesis (savikildad).

Käesolevas käsitluses soovitataksegi ülaltoodud süsteemikindlat terminikasutust sette kivimite kujunemisprotsessi käsitlemisel. Juhul kui see osutub kellelegi vastuvõetamatuks, ei sega uurijat teadmine, et niisugune süsteem on olemas ja ka kasutusel.

EESTI SETTEKIVIMIKOMPLEKSI LITIFITSEERUMISE PÕHIKONTSEPTSIOON

Üldosa

Eesti varapaleosoilistest kivimitest koosnev valdavalt 150–700 m paksune settekivimikompleks on tuntud hea uurituse ja eri formatsioonide (tekketingimusi) peegeldava kihilise vaheldumise poolest. Kõige vanemat settekompleksi osa – Vendi läbilõiget – iseloomustavad värvilised (*red-coloured*) klastilised setted. Ka lasuvale Kambriumile on omased klastilised, kuid juba selgelt merelised ja seetõttu valdavalt rohekatoonilised setted. Ordoviitsiumi ja Siluri kivimid on valdavalt merelised-karbonaatsed, moodustades Kesk- ja Põhja-Eestis avaneva võimsa paelasundi. Neid katvad Devoni kivimid on jälle klastilised setendid, peamiselt kollakashallid, roosad või koguni punased liivakivid väheste savide, aleuroliitide või karbonaatkivimi vahekihtidega, mis nähtavasti kajastavad vahelduvalt nii merelisi kui subkontinentaalseid olustikke. Kuid see paljudele teistelegi piirkondadele tavapärase settimisolukordade vaheldumine geoloogilises läbilõikes pälvib Eestis tähelepanu veel ühest olulisest aspektist. Kui jätta kõrvale tugevasti kivistunud Ordoviitsiumi ja Siluri lubjakivilasandid, siis on kõik siinse Paleosoikumiga klastilised ja savisetendid hilisematest litifikatsiooniprotsessidest vähe mõjutatud, sageli hoopiski tihenemata ja kõvastumata, nende purdosakesed omavahel tsementeeriva ainega nõrgalt seotud. Nii vanade settekivimite puhul on see ebatavaline ja ootamatu, pretensioonitu ka puhtrakenduslikust aspektist. Näiteks kasutatakse Eestis Kambriumi sinisavi edukalt keraamikatööstuses, kuna ta on säilitanud plastsuse ja võime suspendeeruda vedelikes. Ka mõnd Devoni liivakivi kasutatakse edukalt kergesti lahtipudeneva ehitusliiva tootmiseks, rääkimata sellest, et kõik see tekitab avariihohtlikke situatsioone ja raskendab kivimimaterjali väljamist puurimisel. Mõnikord on kivimite pudedus tekitanud raskusi koguni kvaternaarse pinnakatte ning aluspõhjasetendite stratigraafilisel piiritlemisel, näiteks insener-geoloogilistel uuringutel. Igal juhul on kivimite kõvastumiseseärasusi vaja tunda kõigi maasiseste projektide realiseerimisel. Nendega mitteametamine võib viia tõsiste tagajärgedeni nii majanduslikus kui ka mäeohutuse mõttes.

Mis on siis paljude Eesti kivimite madala kõvastusastme põhjus? Olulisi mõjureid näib olevat vähemalt kolm.

Esiteks, Eesti paiknemine iidse ja püsiva tõusuala Baltoskandia kilbi lõunanõlval, kus settekivimid pole kunagi sattunud suurde sügavusse kõrge temperatuuri ja rõhu meelevalda. Teiseks asjaoluks on esimesest tulenev kestev paiknemine poorsetes kivimites aktiivselt

tsirkuleeriva põhjavee mõjusfääris, mistõttu stagnatsioonilised tsementatsiooniprotsessid pole saanud muutuda valdavaks. Kolmanda tegurina tuleb kahtlemata silmas pidada konkreetsete setteolukordade kliimaatilisi ja fatsiaalseid tingimusi, mis toovad esile ka erinevusi eri settekomplekside juures.

Settekivimite vähene vajumissügavus

Kahtlemata on see kõige määravam asjaolu, mis põhjustab just klastogeensete ja disperssete savikivimite nõrga litifitseerumisastme. Lubjakivide tekkel ei ole sellel faktoril nii olulist kaalu, kuna aktiivse karbonaadikuhje tingimustes toimub kemogeense karbonaadi väljasadestumine või biogeensel teel merepõhja haaratud lubiaine ümberkujunemine kivimi-osakesi tsementeerivaks kristalliseeruvaks põhimassiks juba diageneesi algetapil, niipea kui basseiniist pärinev veemass osakestevahelisest ruumist gravitatsioonilisel tihenemisel poolvedelast lubimudast välja surutakse. Kujunev kaltsiit intensiivistab dehüdratatsiooni oma kristallisatsioonijõuga veelgi. Niisiis saavutavad lubisetenditest kujunevad kivimid kõvastusastme kiiresti ning edasine sattumine suuremate mäerõhkude mõjusfääri kivimite algset ilmet enam oluliselt ei muuda. Selleks on tarvis tunduvalt jäigemaid termodünaamilisi tingimusi, mis võiksid viia lubjakivide ümberkristalliseerumisele (marmoriseerumisele) või siis metasomaatilistele asendusnähetele kivimisse tungivate kõrvaliste lahuste toimel (dolomiidistumine, skarnistumine).

Lubiainevabades (klastogeensetes) setetes jäävad poorid kaua veega täidetuks eriti liivakivides, mille mineraalne karkass võtab jäiga struktuurina oluliste muutusteta vastu kogu ülalt lisanduva kivimikompleksi raskuse. Savikivimid küll tihenevad, kuid madala filtratsioonikiiruse ja efektiivselt drenivate jämeperdsete vahekihtide puudumisel säilitavad nemadki, kui vertikaalrõhk pole eriti kõrge, märkimisväärse, kuid edasisel dehüdratatsioonil vähetoimiva suletud poorsuse (Eesti Kambriumi savidel 20–43%). Mõningane elisioon (mineraliseerunud lahuste väljatõrjumine) savist pika aja kestel siiski toimub. See põhjustab seaduspäraseid transformatsioone savimineraalide koosluses ja sagedasti just väljatõrjutud ainetega tugevat tsementeerumist savisse suletud või temaga vahetult külgnevates drenivates liivaläätsedes. Neid huvitavaid ja veel lõplikult tundma õppimata protsesse vaatleme allpool lähemalt.

Ühe tugiparameetri annab liivakivide tihenemisprotsessi hindamiseks nende tsementitüübi analüüs. Nimelt ei ole Eesti settekivimites kusagil ilmnenud olulisi kvartskarkassi

regeneratsiooni ilminguid, rääkimata kivimites tervikuna esinevast mosaiiksest regeneratsioonitsemendist, mis hakkab teatavasti formeeruma juhtudel, kui liivakivid sattuvad sügavusse 2–2,5 km (mäerõhk vähemalt 50–65 MPa). Niisugused tsemenditüübid ilmnevad Balti Kambriumi liivakivides alles Leedu ja Kaliningradi piirkonna kivimeis, mis lasuvad veel praegugi vähemalt 1,5 km sügavusel ning mille puhul nimetatud rõhuparameetrid olid kunagi tõenäoliselt saavutatud. Siiski ei ole need tihenemisstruktuurid ka siin kivimeid veel totaalselt haaranud, mistõttu võib arvata, et vastav rõhuolustik ei olnud selleski piirkonnas kestev.

Eesti ala liivakivides on kvartsiteradel mõnikord täheldatud pindmise söövituse jälgi, kuid need on enamasti seotud kontaktinähetega püriidi, glaukoniidi või tsementeeriva karbonaadi piiripindadel, mis peegeldavad eelkõige lokaalseid geokeemilisi tasakaalustumisprotsesse diageneesil ega ole mingil määral seotud kivimite mattumissügavuse näitajatega. Märkatavaid regeneratsioonilisi pealekasveid annab Eesti oludes üksnes liivakivides esinev purdne päevakivi. Tõsi, needki ilmingud esinevad vaid peente kilejate katetena emamineraali pinnal ning ei ole seostatavad otseste mattumISRõhkudega, vaid pigem reaktsioonidega purdterade ja hilisema karbonaataine vahel. Paremini on neid nähteid uuritud Eesti Devoni kivimites (Kleesment, 1998) ja Kambriumi kõige ülemistes vahetult lubjakivide all lasuvates erivanuselistes liivakivikihtides (Lebedeva, 1956).

Eeltoodu lubab järeldada, et Eesti pealiskorra alumisedki kihid ei ole kunagi lasunud suuremas sügavuses kui 1,5–2 km. Seega on kõvastumisprotsesside temperatuurid olnud suhteliselt madalad, arvestades tänapäevast keskmist geotermilist astet, maksimaalselt 40–50 °C piirides. Lähedastele tulemustele jõudis ka K. Kirsimäe (1999), uurides protsessi eelnevast sõltumatul materjalil – Kambriumi savides toimunud transformatsioonide ja mattunud orgaanikailmingute baasil. Arvestades settekompleksi praegust suurimat paksust (ca 800 m) ja Devoni meresetete võimalikku endisaegset levikut veel mõnesaja meetri paksuselt, võime üsna kindlalt väita, et Devoni-järgsel ajal ei ladestunud siin märkimisväärselt meile tundmatuid settekivimi lasundeid, mis võinuksid olla hävinud hilisemal kulutusel. Oluliselt ei muutnud kivimite litifitseerumistingimusi tõenäoliselt ka Kvaternaari mandrijääkilp, mis võis küll olla tüse, kuid mis alandas samal ajal maasisest temperatuuri ja kestis suhteliselt lühikest aega.

Põhjavee tsirkulatsioon

Eesti aluspõhja monoklinaalne lasumus kihtide kaldega põhjast lõunasse võimaldas pika geoloogilise ajaloo vältel siinsel alal toimida selgesti väljendunud sademevee infiltratsioonialana. Kilbi kerkeliikumistel ja nõlva järkjärgulisel vabanemisel kaugemale põhja ulatunud kihelistest settekompleksidest avanesid atmosfäärivee toimele ka alumised vett läbilaskvad kihid. Kahtlemata mõjutas see kivimite kõvastumisprotsessi. Tõsi küll, põhjavee väljavool oli lõuna suunas raskendatud kas või Valmiera–Lokno kerke olemasolu tõttu Eesti lõunapiiril. Ent monoklinaalse kallakuse olemasolu ja settekompleksi seaduspärase paksenemise tõttu lõuna poole formeerusid just siin mitmel tasemel survelehed põhjaveed, mis hakkasid liikuma vastupidi kihtide kaldele põhja, s.o madalamate hüdrauliliste rõhkude suunas, mida täheldatakse tänapäevalgi. Loomulikult võisid Eesti geoloogilise arengu varasematel etappidel eriti suurte geostruktuursetel ümberkorraldustel Vendi lõpul, Kambriumi keskel, Ülem-Kambriumi Ordoviitsiumi piiril, Siluri Devoni piiril ning teistelgi ajajärkudel põhjavee liikumistingimused kardinaalselt muutuda. Igal juhul olid aga vett läbilaskvad kihid siinses regioonis väga pikka aega, kuni tänapäevani, täidetud survelehe pooriveega, mis pidurdas liivakivide tsementeerumist ja tõkestas ilmselt ka vee väljasurumist savilasundite pooriruumist. Kui suur oli see mõju ja millised mineralisatsiooniprotsessid sellega kaasnesid, seda ei ole võimalik usaldusväärselt hinnata. Aga asjaolu, et lubjakivide all lasuvad Vendi ja Kambriumi liivalasundid on tänapäevalgi täis survelehet vett ning mängivad olulist rolli siinsete veevarustusprobleemide lahendamisel, räägib üheselt sellest, et hüdrokeoloogilisi tingimusi tuleb litifitseerumisprotsesside käsitlemisel alati silmas pidada. Pole mingit alust arvata, et olulised põhjaveekollektorid on tekkinud teiseselt mingi regressiivse detsementatsiooni tulemusel.

Asjaolu, et sügavama lasumise korral veevahetus aeglustub või koguni seiskub, leiab mineraloogilist kinnitust ka otseste näidetega Baltikumis endas. Nii leiame Läti ja Leedu sügavates puuraukudes sageli tasemeid, kus varased liivakivikihid, kunagised veekollektorid, on, tõsi küll, vaid mõnekümne sentimeetri ulatuses sekundaarse kipsitsemendiga läbilaskmatuteks tsementeerunud. Seletada saab seda üksnes tugevasti mineraliseerunud põhjavee toimega. Niisugused tasemed Eestis puuduvad. Põhjuseks võib olla asjaolu, et lõunapoolsetel aladel ilmus Devoni kivimitesse ka primaarse kipsi kihte, mis võisid seda protsessi otseselt esile kutsuda, kuid sekundaarse ja suhteliselt hästi lahustuva kipsi püsimine

isegi Kambriumi algselt kipsivabades liivakivides näitab igal juhul veevahetuse madalat intensiivsust.

Põhjavee liikumise suhtelist aktiivsust Eesti alal maapinnale lähemal lasuvates kivimites näitavad kaudsed ja mõnevõrra ootamatud uuringutulemused. Nii on isotoop-uuringute valgusel osutunud tõenäoliseks, et Kambriumi–Vendi veeladestikus praegu püsiv ja tarbitav joogivesi võib pärineda mandrijää sulaveest (Vaikmäe, Vallner, 1998). Eesti põhjaranniku Kambriumi sinisavist väljapressitud vesi aga andis ionkoostise, mis on lähedane atmosfäärisademetele (Bitjukova jt, 1985). Mõlemad hoopis erinevate kivimitüüpidega seotud asjaolud viitavad üheselt põhjavee aktiivsele osavõtule kivimite pooriruumis toimuvast. Ja kuigi me ei oska neid protsesse tänapäeval veel õigesti hinnata ning veelgi vähem nende tagajärgi konkreetselt iseloomustada, ei ole alust arvata, et geoloogilises minevikus oleksid need protsessid olnud Eesti alal vähem aktiivsed. Seepärast tuleb Eesti settekivimite nõrga tsementatsiooniastme selgitamisel tingimata arvestada paleohüdrogeoloogilist tegurit ja tänaseks teadaolevalt oli sel kindlasti pigem litifitseerumisprotsesse tõkestav kui soodustav toime.

Kivimite algsed settimistingimused

Basseini sadestunud pehme sette tihenemine ja seejärel tugevaks kivimiks tsementeerumine algas üldjuhul kohe peale sette stabiliseerumist veekogu põhjal nn varadiogeneesil. Intensiivselt moodustuma hakanud autigeensed mineraalid liitsid kivimi osakesed omavahel, sulgesid pooriruumi, kristalliseerusid ümber, kohanedes üha suureneva rõhuvektoriga lasuvate settimasside lisandumisel. Olulisimat osa kõige varasemal diogeneesietapil mängib teatavasti orgaanilise aine lagunemine, mis kajastub eelkõige rauda sisaldavate mineraalide ümberkujunemises ja orgaanilise aine lagundamises lihtgaasideks, veeks, süsinikdioksiidiks ja valkudest eralduvateks väävliühenditeks. Orgaanilise aine säilimisel sügavates kihtides tekib anaeroobne keskkond ning lagunemine lihtgaasideks ja veeks pole enam võimalik. Tegevusse asuvad bakterid, kes tarbivad toiduks säilinud orgaanikat, kuid elutegevuseks vajaliku hapniku võtavad valentsimuutvatest rauaühenditest, mis lähevad üle redutseeritud vormi. Need muutused on üldtuntud, nad kulgevad erinevates fatsiaalsetes olustikes kuhjunud setendites erineval moel, kuid viivad settekivimite lähtematerjali üsna kiiresti hilisemate ja aeglasemate muutuste jaoks enam ühtlustatud olekusse.

Laskumata diageneesiprotsessi keerukatesse detailidesse vaadeldes neid litifikatsiooni algetappi otseselt kontrollinud sündmusi Eesti settekompleksi eri stratigraafiliste üksuste, s.t ka erinevate settimisolustike kaupa.

Vendi kompleksi setted, mis vanuseliselt kuuluvad veel Hilis-Proterosoikumi kõige nooremale ajajärku, on Eesti alal esindatud peamiselt aluskorra murendist pärineva klastilise komponendiga. Liivakivid on eriteralised, koosnevad kvartsist ja mitmesuguse lagunemisastmega päevakividest ning vilkudest. Settimisrežiim oli tempokas, sest purdmaterjal tasandas kiiresti aluskorra pealispinna ebatasasused. Ilmselt oli tegemist subkontinentaalse või koguni mageveelise sedimentatsioonirežiimiga: organisme veekogus ei olnud, mineraaliterad olid kattunud pruunikaspunase hematitise rauaoksiidi koorikuga, mis suures osas on säilinud tänaseni. Autigeneesi ei toimunud, täheldatav on üksnes paiguti aset leidnud punavärvilisuse reduktsioon hilisemate veetsirkulatsioonide toimetel, mis piirdus taandatud raua väljakandega mingeid uusmoodustisi kohapeal tekitamata. Neil asjaoludel on Vendi liivakivilasundid kõige vähem tsementeerunud kivimid Eesti läbilõikes. Sageli ei saa neid väljata puurimisel, kuid tänaseni on nad meie rikkamad põhjaveega küllastunud tasemed.

Pisut teistlaadi litifitseerumine toimus Vendi läbilõike keskossa kuhjunud hallide Kotlini savide lasundis. Sügava basseini osa setendile, millesse purdne settematerjal kandus kaugemalt, lisandus ka orgaaniline komponent. Selles savikuhjelises basseinis elas rohkesti mitmerakulisi vetikaid, mille jäänused ladestusid peenkihitatud savipindadel. Nende jäänuste lagunemisel redutseeriti kogu savis leidunud raudoksiidne komponent, savi muutus halliks ja kahevalentne raud läks lahustesse. Väga aeglase filtratsiooni tõttu saviga põimuvates peentes aleuroliidikihikestes fikseeriti osa raua sideriitse tsemendi, kerajate pisisfäroliitide või lapikute-läätsjate, harva isomeetriliste konkretsioonidena (Pirrus, 1981). Et kõnealuste savide kuhjumine Eesti alal toimus ilmselt normaalmerelise olustikuga võrreldes tunduvalt magedamaveelises olukorras (Pirrus, 1994), siis puudus kaltsiit-dolomiitse tsementeerumise võimalus, aga ka vabalt liikuva raua fikseerumine sulfiidse või glaukonitise vormina. Tulemuseks on Vendi savilasundi üsna tavapärane tihenemine, mis dreenvivate aleuriitsete kilede ja läätsjate vahekihikestes olemasolu ning nendes kihikestes areneva sideriidi moodustumise tõttu kannab teatavat eripära. Loetletud tegurid annavad kõnealusele Vendi savile lasuvate Kambriumi savidega võrreldes suurema tiheduse, kuid ei kõrvalda üldist plastsust. Kotlini savidest kõrgemal lasuva Vendi kompleksi noorim osa – Voronka kihistu – on formeerumise tõttu magevees (kõrge kaoliniidisisaldus) kõige nõrgemini tsementeerunud

kivimikompleks Eesti läbilõikes üldse: valget Kannuka kihistiku kvartsliaiva õnnestub puurimistöodel südamikuna väljata vaid haruharva.

Kambriumi ladestu setendid on Eesti alal esindatud samuti üksteisega põimuvate liivakivide ja savidega, kuid neil on kõigil tasemetel ilmselged merelise geneesi tunnused. Nad sisaldavad peaaegu kõikjal vastava tekkega indikaatormineraale – glaukoniiti, püriiti, fosfaate ja ka mereliste organismide ning nende elutegevuse jälgi. Setendid on valdavas osas redutseeritud rohekashallideks, säilitades punaka reliktvärvuse laiguti vaid üksiktasanditel. Erandiks on Kesk-Kambriumis kuuluv 20–40 m paksune kõige ülemine kompleks (Paala ja Ruhnu kihistu), milles merelised tunnused on nõrgalt väljendunud ja mis seetõttu on praktiliselt tsementeerimata ning puurimisel kättesaadavad vaid piiratud ulatuses (Pirrus, 1992). Olgu veel märgitud, et mereliste tingimuste väljapeetuse tõttu valdavad Kambriumi ladestu liivakivide seas peeneteralised erimid (0,05–0,1 mm), mille teralisuse kontaktpind on suhteliselt suur, ning seetõttu saavad tsementeerumisprotsessid toimuda seal märksa efektiivsemalt kui näiteks lamavates Vendi liivakivides.

Kambriumi ladestu kivimitele oli algselt kahtlemata omane püsivam ja väljapeetum organismide elutegevus, mis võis küll tugevasti varieeruda, kuid oli siiski igati arvestatav tegur. Selle orgaanilise aine mineraliseerumise toimele tekkisidki rohked autigeensed moodustised – püriit, glaukoniit, fosfaadid, millel on osa kivimiosakeste omavahelisel liitmisel, kuigi tervikuna mitte eriti suur. Enamasti on need mineraalid fikseeritud üksikteradena, moodustades harva purdterasid siduvaid karkasse. Kuna Kambriumi ladestu kivimid kuhjusid jahedates ja ilmselt humiidsetes kliimaoludes, puudub neis täielikult settimisaegne lubjakomponent, millel settekivimite tsementeerumisel on otsustav osa. Siiski on Kambriumi kivimites karbonaatse tsemendi ilmingud juba olemas, kuid erinevalt Vendi kivimeis täheldatavast varadiogeneetilise sideriidistumisest on nad tunduvalt hilisema tekkeviisiga, valdavalt katageneetilised, s.o pärinevad perioodist, mil settekompleksi areng oli seose teda kujundanud basseini ammu lõpetanud. Kambriumi kivimite tsementeerumist karbonaadiga on lähemalt uuritud ja tuvastatud selle Ca-defitsiitsus (s.t esindatus peamiselt dolomiit-ankeriitse mineraalvormina), samuti on teada rauasisalduse suurenemistrend sügavuse suunas (Pirrus, 1977). Et karbonaatne mineralisatsioon ei välju üldjuhul Kambriumi ladestust allapoole Vendi kivimitesse, siis on arvatavasti selle kujunemise oluliseks teguriks just Kambriumi setetes orgaanika lagunemisel tekkiv CO₂, mis kindlustab raua liikuvuse ja tema fikseerumise karbonaatsesse vormi. Vertikaalselt täheldatav trend Ca asendumisega ülalt alla alul Mg-ga ja hiljem Fe-ga lubab arvata, et Kambriumi liivakivides fikseeruv

karbonaatne tsement võib olla mõjutatud ka lasuva Ordoviitsiumi lubjakivilasundi moodustumisest, kuid põhiosas toimus siiski settest enesest pärineva Mg ja Fe talletumise arvel. Puhast, vaid kaltsiitset komponendist koosnevat tsementi on seni täheldatud üksnes terrigeense kompleksi kõige ülemisel, vahetult lubjakivide all lasuva Kallavere kihistu tasemel, mis suuremas osas kuulub juba Ordoviitsiumisse (Oja, Pirrus, 1986). On püstitatud tees, et terrigeensetes liivakivikihtides ilmnev dolomiitne tsementatsioon võib olla kujunenud sügavamalt tõusvate Mg-rikaste lahuste toimel (Puura jt, 1983, 1987), kuna mõnikord ilmneb tsementeerunud vööndite seos tektooniliste riketega näiteks Rakvere fosforiidilevilal. Üldgeoloogiline andmestik Kambriumi kivimites ei näi seda kinnitavat ja autor seda vaatenurka ei toeta.

Kambriumi liivakivides toimuv karbonaatne tsementatsioon on kõige ilmekamalt jälgitav eelkõige savidega tihedalt põimuvates peenliiva või aleuroliidi läätsedes, muutudes sageli tugevaimaks nende alumises osas. Eriti tugev basaalne või poikiliitne tsemenditüüp on iseloomulik sinisavisse isoleeritud jämeda liivakivi läätsedes, kus ilmselt on tegemist savist tihenemisel väljasurutud lahustega, nn elisioonimineralisatsiooniga.

Homogeensemates ja väljapeetumates liivalasundites on karbonaatne tsement väljendunud nõrgalt ja kui, siis peamiselt lasundite alumisel piiril kontaktvööndis tõkestava savilasundiga. See asjaolu näib viitavat sellele, et kõnealune mineralisatsioon on neis poorsetes kivimites seotud hilisemate tsirkuleerivate lahustega. Praeguseks on Kambriumi liivakivides levivat karbonaatset tsementi uuritud ka morfoloogilisest küljest, kasutades üsna rikkalikku õhikumaterjali.

Kambriumi savilasundite tihenemine väärrib kahtlemata tähelepanu ja selles suunas on tehtud kaalukas uurimus (Kirsimäe, 1999). Savimineraalide transformatsioonide jälgimisel on jõutud järeldusele, et savilasundi tihenemisel on põhitrendiks olnud algselt smektiitset komponenti sisaldanud saviaine järkjärguline illiidistumine mattumise suunal, millele on kaasnud mõningane kloriidi ja peendisperse kvartsi autigenees. Probleemiks on basseini kandunud lähteaine koosseis, sest raske on usaldusväärset rekonstrueerida savimineraalide suhtvahekordi algsettes. Üldgeoloogilistel kaalutlustel pidi see olema üsnagi polümineraalne, mistõttu üksikute transformatsioonide jälgimine ei pruugi anda võtit kogu protsessi veenvaks tõlgendamiseks. Igal juhul on savikivimite tihenemine olnud Kambriumis, aga ka Eesti Paleosoikumil läbilõikes tervikuna sedavõrd nõrk, et ei ole viinud savimassi pöördumatule argilliidistumisele, vaid säilinud on savimassi plastsus vaatamata tohutu pikale eksisteerimisajale. See nähtus on ilmselt otseselt seotud väikese mattumissügavusega, millest annab

tunnistust ka savide suhteliselt kõrge jääkpoorsus (20–40%) ja selles säilinud vesi. Looduslik niiskus Eesti sinisavis püsib 7–28% piires (Pirrus, Saarse, 1979; Vilo, 1986). Kambriumi ladestu savide omapäraks on veel asjaolu, et savide litifitseerumisastmes ei täheldata olulist vahet suurte lasundite ja peente vahekihtide ja isegi savikelmete puhul. Instrumentaalselt on need erinevused küll uurimata, kuid visuaalse suspensiooniandvuse põhjal erinevusi ei ole täheldatud. Ometi oleks võinud neid oodata, sest vahekihtide dehüdratatsioonitingimused tihenemisel on võrreldamatult soodsamad kui suurte savilasundite puhul. Nähtavasti on siingi põhjus Eesti settekompleksile toimunud suhteliselt madalas mäerõhus. Liikudes Baltikumi lõunapoolsetele aladele, hakkab savide suurem tihenemisaste silma, kuigi ka seal on savid veel suspendeeritavad ehkki suurema jõukulu ja vähema täielikkusega.

Ordoviitsiumi ladestus, mis kuni 180 m paksuse lasundina katab valdaval alal purd- ja savisetenditest koosnevat vähetihenenud settekompleksi, on kivimite kõvastusaste hoopis teistsugune. Soojas troopikameres ladestunud lubimuda kõvastus kiiresti tugevaks kivimiks, mistõttu settimisprotsessi pidevuse katkemisel formeerusid selles kohe jäigad kaljupõhjad, millel kujunesid puurivate organismide uuristusjälgedega hästi tuntud katkestuspinnad. Kivistumisel omandas karbonaatne lubimuda küll erinevaid struktuure eeskätt sõltuvalt selles protsessis osalenud organogeense detriidi hulgast ja iseloomust, kuid kivimi tugevuskarakteristikat silmas pidades ei mängi need erinevused olulist rolli. Nimelt on lubjakivi valdavalt esmaste lubimudahelveste kiire väljakristalliseerumisprodukt, millele algosakesed on ühendatud tugevate kristalliliste sidemetega. Need kristallidevahelised sidemed on püsivad ja Eesti kivimite eksisteerimisajal valitsenud vaashoitud termodünaamiliste tingimuste tõttu pole allunud ka hilisematele muutustele. Sellest räägib ilmekat keelt neis talletunud õrnade fossiilifragmentide ja eriti happeresistentsete mikroorganismide erakordselt hea säilivusaste, aga ka lubjakivikihtidega vahelduv saviaine, mis paljudel juhtudel käitub peaaegu plastse savina. See savimaterjal annab lubjakividele tasapindseid eralduspindasid, mis raskendab lubjakivi kasutamist ehituskivina. Need pinnad oma veeimavusega lõhuvad ehitiste müüre ja konstruktsioone, annavad kivimile selgelt väljendunud anisotroopsuse, kuid samas soodustavad ka pae käsitsi murdmist kihtide kaupa. Öeldust nähtub, et lubiaine kuhjumise kahanemisel Ordoviitsiumi merepõhjal nõrgenes kohe ka setendite kõvastumisprotsess, mis veelkord viitab nõrgale hilisemale litifitseerumisele Eesti läbilõikes tervikuna. Eeltoodust tuleneb ka lihtne rakenduslik järeldus: Eesti tugevaimad paerimid on madalaima savisisaldusega, vähemasti peab savilisand neis olema hajutatud, mitte kihipindadele koondunud.

Siiski on Ordoviitsiumi läbiõike alumises osas ka 0,5–7 m paksune savilasund, mida moodustav saviaines on pöördumatult argilliidistunud ega anna veega kontaktis enam plastseid masse ega suspensioone. Et see kivim – Tremadoci argilliit või nn diktüoneemakilt – sisaldab 12–15% lagunemata orgaanilist ainet ning on käsitletav nn teise põlevkivina, siis on selle intensiivne litifitseerumine toimunud erilistel asjaoludel ja ilmselt orgaanilise aine aktiivsel osavõtul. Sellest annab tunnistust asjaolu, et argilliidis on tugevamad ning enam litifitseerunud just tumedamad orgaanikarikkad kihid, kuna heledamad beežitoonilised erimid ja õhukesed vahekihid on sageli säilitanud osalise plastsuse, vähemasti võime punsuda veega kokkupuutel. Meenutagem, et vahetult argilliidi peal lasuv teine savikeha – orgaanikata hallitooniline Varangu kihistu – on vees suspendeeruv ja käitub nagu iga teine Eesti Paleosoikumi savisetend. Ei saa unustada, et kõrgemal lasuv Eesti ehtne põlevkivi – kukersiit koosneb samuti kuni 30% ulatuses terrigeensetest ainetest, kuid on rohke orgaanikasisalduse tõttu vees mitteleonduv nagu kõnealune argilliitki, olgugi et on lubjakivist märksa poorsem ja pehmem. Seega on orgaanilise komponendi intensiivistav mõju saviainese tihenemis- moondele toodud asjaolude valgusel Eesti läbilõikes enam kui ilmne.

Argilliidi konkreetset kõvastumismehhanismi ei ole praeguseks lõpuni selgitatud. Selge on vaid see, et temas on toimunud intensiivne K-päevakivi mikrokristallide süntees, mida alul ekslikult peeti albiidi uusmoodustisteks (Kordikov, 1962). Ilmselt blokeeribki tekkinud K-päevakivi algse savimaterjali reaktsioonivõime veekeskonnaga, mistõttu kivim ongi argilliidistunud. Nähtust on uurinud T. Kallaste, A. Loog, V. Petersell, T. Kurvits, J. Aruvälja jt, aga põhjuste veenvat geneetilist ahelat pole seni suudetud esile tuua. Uuringud jätkuvad. Torkab silma päevakiviautigeneesi suur sarnasus Ordoviitsiumi ja Siluri lubjakivides leiduva vulkaanilise tuha (K-bentoniitide) vahekihtides toimuvaga. See sunnib arvestama võimalust, et argilliidikihi tekkel võis mingisugune osa olla õhu teel basseini kandunud eksootilisel ja veekeskkonnas suhteliselt ebastabiilisel vulkanogeensel lähtematerjalil. See seletaks ära nii peendisperse argilliidi kontrastse vaheldumise põhikivimit moodustava võrdlemisi jämedateralise rannaolustikulähedase liivmaterjaliga kui ka ehk anomaalse orgaanikasisalduse kõnealuses kivimis. Niisuguseid kahtlusi on avaldatud (P. Vingisaar jt), kuid otseseid tõendeid vulkaanilisest algmaterjalist seni pole.

Lisaks märkigem, et samas kõrval argilliidist ja Varangu savist kõrgemal lasub Eesti Ordoviitsiumi teine eksootiline kivim – kuni 2,5 m paksune tumerohelise glaukoniitliiva kiht. Sellegi kivimi puhul on kirjanduses korduvalt oletatud vulkanogeenset kujunemisviisi. Kuid vastupidiselt argilliidile on see setend erakordselt pude ja paljandites lausa labidaga kaevatav.

Seetõttu näib nende huvitavate kivimkehade käsitlemine tekkelooliselt lähedastena esialgu vägagi spekulatiivsena.

Siluri ladestu puhul, mille paksus Edela-Eesti täiuslikemates läbilõigetes ulatub peaaegu 400 meetrini, ei ole Ordoviitsiumi kivimite kohta öeldule lisada midagi põhimõtteliselt uut. Siingi on tegemist lubimuda geoloogiliselt lühiajalise kõvastumisega lubjakivideks. Erijooneks on rohkete biohermsete moodustiste osalemine settekompleksis, mille piires urbsete ja nõrgalt kihitatud kivimite formeerumine toimus pisut teisiti – organismide ehitatud struktuuride kontrolli all. Ka on Siluris enam levinud kivimite dolomiidistumine, üksikutel juhtudel küll vaid primaarse varadiageneetilise, enamasti aga tunduvalt hilisema nähtusena. Dolomiitide formeerumise kohta on esitatud huvitav vaatenurk selle toimumisest Siluri settimisperioodile järgnenud kuivamaaperioodil siia transgresseeruva Devoni merevee koosmõjul mageveega (Kiipli, 1983; Kiipli, Kallaste, 1995). Võimalik, et selline mõjutus tõepoolest aset leidis, sest intensiivseima dolomiidistusvööndi lokaliseerumine Devoni avamusala lähedusse näib sellega olevat heas kooskõlas. Nähtusele on ka teistsuguseid seletusviise (Teedumäe jt, 2001). Kuid sekundaarsel dolomiidistumisel on nii Siluris kui ka Ordoviitsiumis real juhtudel seoseid veel ühe protsessiga: maapõuest tõusvate magnesiaalsete termaalsete (?) lahuste toimega. Selle kujukaks tõendiks on dolomiidistusvööndite olemasolu tektooniliste rikkevööndite ümber (Vaher jt, 1967; Puura jt, 1987 jt) ning saatvad polümetallilise maagistumise ilmingud neis (Puura jt, 1987). Mõnel juhul võivad erinevad dolomiitide tekkealad ka kattuda või omavahel lõikuda, näiteks Võhma polümetallilise maagistumise väljal, ning kujundada magnesiaalse asendumise mitu generatsiooni.

Loomulikult mõjutavad rikkevööndite Mg metasomatoosinähted Eesti läbilõike kivimite üldist litifikatsioonipilti, kuigi nad on enamasti piiratud lokaalse levikuga, sest esinevad just vertikaalsuunas ulatuslikult jätkuvate ruumielementidena. Horisontaalsuunas väljapeetumad dolomiidistumisalad aga toimivad kivimite tugevuskarakteristikale üsna suures ulatuses ja sellel nähtusel on kindel rakenduslik tähendus. Dolomiidistumine mõjub algsetete lubjakivilasunditele peamiselt kahel viisil. Esiteks ilmuvad kivimisse kavernid ja suuremad tühemikud, mis näiliselt justkui kahandaksid kivimi algset tihedust. See nähtus on dolomiidistumise puhul vältimatu, kuna Ca asendumine Mg-ga karbonaatses komponendis põhjustab kivimi mahu vähenemise, mida võib isegi arvutuslikult hinnata. Tühemike formeerumine toimub selektiivselt, eelkõige kivimi algset heterogeensust jälgivalt (fossiilide väljaleandumine, lõhestatuse avardamine jne). Seejuures jääb oluliselt kahjustamata algse lasundi põhikarkass. Teine dolomiidistumise tagajärg on veelgi olulisem: asendus-

reaktsioonid maskeerivad või koguni likvideerivad lubjakivide algse kihilisuse ja monoliidistavad kivimi suuremateks plokkideks. Nähtust tõdeme kõige selgemini Saaremaa dolomiitides, millest on võimalik saagida suuri plokke ja viimistlusplaate, raiuda ausambaid, kiviriste ja kaminadetaile. Kihitatud või korrapäratult lõhenev lubjakivi seda ei võimalda. Ka annab dolomiidistumine mõnikord killustikutoormeks sobivat kõrgemargilist tooret (Anelema, Rõstla jt). Niisiis on lubjakivilasundi sekundaarne dolomiidistumine, vaatamata oma võimalikule seotusele isegi hüpergeneesiprotsessidega, üldjoontes kivimi tugevuskarakteristikat parandav nähtus, mida tuleb rakenduslikel kokkupuudetel tingimata silmas pidada.

Tektooniliste rikkevööndite ümber kujuneval dolomiidistumisoreoolil, mille ilmekamad näited on omased just Ordoviitsiumi kivimitele Kirde-Eestis, on kivimite rakendusomaduste kujundamisel märksa väiksem tähtsus, kuigi põhimõttelisi erinevusi siin ei näi olevat. Olulisemad on nad aga teoreetilisest-tekkeloolisest aspektist, kuna võivad olla ainsad otsesed endogeensete protsesside avaldusvormid Eesti settekompleksis.

Teine endogeensete protsesside avaldusvorm on mahult väiksem, kuid mineraloogiliselt väga huvipakkuv. Selleks on vulkaanilise tuha, nn K-bentoniitide ehk metabentoniitide ilmingud nii Ordoviitsiumi kui ka Siluri lubjakivides. Ebastabiilne, vulkaanidest õhku paisatud peendis dispersne materjal hakkab settebasseinis fikseerununa läbi tegema muutusi eeskätt mineraalse aine ümberkujunemise liinil, mis allub ka fatsiaalsele kontrollile. Intensiivse K-päevakivi autigeneesi toimel see materjal osaliselt kõvastub, osaliselt säilib plastsena ja punsuvana. Nähtust on põhjalikult uuritud (Jürgenson, 1958, 1964; Utsal, Jürgenson, 1971; Ratejev, Gradusov, 1971; Kiipli T., Kiipli E., Kallaste, 1997; Hints, Kallaste, Kiipli, 1997) ja uurimine jätkub, silmas pidades vulkanogeensete vahekihtide tähtsust detailsetele stratigraafilistele korrelatsioonidele ja paleovulkaanilistele interpretatsioonidele. Nad annavad litifikatsiooniprotsesside mineraalilmingutele omapoolset lisa, kuid settekompleksi üldise ruumimahu taustal on ikkagi tähtsusetud. Siiski kaasnevad vulkaanilise lähtematerjali transformatsioonidele üsna laialdaselt levivad ränistumisnähtused Siluri kivimites (Jürgenson, 1974), mis, tõsi küll, oluliselt ei muuda kivimkehade üldist tugevuskarakteristikat. Teised autigeensed mineralisatsiooniilmingud karbonaatkivimites (sanidiinse päevakivi ja barüüdi autigenees Ülem-Ordoviitsiumis – Viiding, Oraspõld, 1978, jt) on levikult tühised ja pakuvad üksnes mineraloogilist huvi.

Devoni ladestu on Eesti läbilõikes jällegi esindatud valdavalt purdkivimitega. Sellest ligemale 400 m paksusest kompleksist moodustavad põhimassi valdavalt peeneteralised (0,25–0,05 mm) liivakivid, milles vaid üksikutel tasemetel on läätsjaid savilasundeid,

aleuroliite või karbonaat- ja karbonaat-terrigenseid segakivimeid (eeskätt dolomiitmergleid – domeriite). Ka Devoni kivimid on nõrgalt tsementeerunud, annavad harva püsivaid paljandiseinu – peamiselt tänapäevaste kulutusprotsesside toimetel jõesängide põrkeveerudel. Nagu Vendi kompleksis on Devoni kivimite hulgas rohkesti punakaid, roosakaid või kollakaid erimeid, mis viitavad pigem rannalähedaste olustike kui lausmereliste settimistingimuste avaldumisele nende tekkeajal. Punakas rauakile purdterade ümber on piiratud autigeneesi tunnuseks neis kivimeis. Erinevalt aga mainitud Vendi setenditest on Devoni kivimites rauaühendid korduvalt ümber paigutunud, kuid siiski vaid oksiididena fikseerunud. Palju on kollaseid, roostepruune (götiitseid) ja punakaspruune ning lillakaidki (hematiitne) värvitoone, sageli esineb roosteimpregnatsioonidega markeeritud kihipindu või pseudokihi-sust. See asjaolu, eriti aga liivade väljapeetud peeneteralisus annab Devoni kivimitele mõnevõrra parema tsementeerituse ja südamikuandvuse puurimisel. Ka soodustavad südamikuandvust aleuriitsemate ja mõnikord ka dolomiitmerglite vahelihid, mis on karbonaatidena tugevasti tsementeerunud. Valged, rauaühenditest vabad ja klaasiliivana kasutatavad liivaerimid on pudedad ja karjäärideski seintena vähepüsivad. See näitab, et valdavas osas Devoni läbilõikes on litifikatsiooni soodustav tegur eelkõige rauaühendite migratsioon põhjavee toimetel. Siiski ei tohi liivakivides tsirkuleeriva põhjavee tegevust üle hinnata, sest paljud asjaolud lubavad arvata, et vähemasti tänapäeval tsirkuleerib põhjavesi eeskätt kivimit läbivates lõhesüsteemides, haaramata oluliselt kivimi põhimassi, milles oksiidne rauakomponent on enamasti redutseerimata.

Nii või teisiti toimivad Devoni liivakamad tasemed tänapäeval põhjaveekollektoritena ja on tähtsad veevarustuses. Nende üldine kõvastumisaste on aga suhteliselt madal, millele viitab viimase jääaja moreenide järsk rikastumine liivmaterjaliga lõuna pool Devoni kivimite avamusjoont. Moreenis endaski leidub vähe liivakivi monoliite, haruharva võivad seal silma torgata üksnes götiitse tsemendiga tugevaks liidetud konkretsioonilised erimid (Kleesment, Pirrus, Puustusmaa, 1993).

Devoni savikivimid on kõikjal plastsed ja Kambriumi savidega täiesti võrreldavad. Kuigi nad on sageli värvilised – erkpunastest tumehallideni ja paiknevad tagasihoidlike mõõtmega läätsedena hästi drenitavas liivakiviümbrises, ei ole see oluliselt mõjutanud savide dehüdratatsiooni ja sellega seonduvat tihenemisprotsessi. Nende tihedus on 2,2–2,3 g/cm³, poorsus 28–30% ja plastsusarv 10–12 (Vilo, 1986 jt). Üksikutes savilasundites, eriti hallitoonilistes, võib leida aine varadiageneetilist ümberpaigutust dolomiitsete, fosfaatsete või koguni sulfiid-ilsemaniitsete konkretsioonide näol (Kuršs, 1981). Need nähted on otseselt

sõltuvad savilasundi konkreetsetest kujunemistingimustest, kuid nad ei ole oluliselt mõjutanud kivimite üldist kõvastumisprotsessi.

Ilmekalt on Devoni kivimite kõvastumisastmes jäädvustunud karbonaatide osavõtt settimisprotsessis. Narva lademe moodustumisel toimunud lubiaine settimine on muutnud selle lademe kivimid läbilõikes regionaalseks veepidemeks ja mõistagi hästi äratuntavaks kivimkehaks puurimisel. Ka Ülem-Devoni kuni 40 m paksuste lubjakivide levila Eesti lõunapiiril on karbonaatkivimite iseloomulike tunnusjoontega: tugevakonsistentsilised, lõhesüsteemsed, kuid samas ka hästi säilinud fossiilidega.

Vajab märkimist, et karbonaatkivimitega külgnevad purdkivimid ei ilmuta Devoni ladestus selgeid tunnuseid, mis viitaksid sama lubiaine osavõtule nende tsementatsioonist. Poikiloklastilist tüüpi poolkonkretsioonilisi karbonaadi hilisemaid vorme on leitud Läti alade liivakivides. Ilmselt on see nähtus seotud Ülem-Devoni karbonaatkivimite laialdasema levikuga sealse Devoni ladestu ülaosas. Eestis on see protsess praktiliselt märkamatu.

Küll on mineraalse koostise uurijad (Kleesment, 1984) rõhutanud purdmineraalide erisusi erineva algkoostisega kihtides, mis võib olla tingitud kihtides liikuva vee lahustava toimega ebapüsivatele mineraalidele. Nii on algse lubitsemendiga kivimites: merglites ja domeriitides, vähemal määral ka savides, tunduvalt suurem osakaal vähepüsival granaadil, võrreldes naabruses lasuvate lahustele paremini läbitavate liivakividega. Sama põhjus võib olla esile kutsunud ka päevakivide osalise regeneratsiooni poorsemates liivakivides (Kleesment, 1998). Näeme, et mineraloogilised muutused Devoni läbilõike purdkivimites võivad olla hoopis destruktiivse suunitlusega, sest protsessis on tegemist pigem ärakandega, hoopis vähemal määral tsementeerivate uusmoodustiste tekitamisega. Arusaadavalt vajavad need nähtused keeruka ehitusega Devoni ladestu kivimites edasist hoolikat uurimist.

Kokkuvõte

Toodud üldistavast käsitlusest selgub, et Eesti varapaleosooline settekompleks on vaatamata pikaajalisele eksistentsile allunud vaid nõrkadele hilisematele tihenemisprotsessidele ja mineraalse koostise moonutustele. Ja kuigi mitmesugused sedimentatsioonitingimused eri aegade basseinides mitmekesisavad konkreetseid olukordi küllaltki kontrastselt eriti karbonaadikuhjelistes basseinides, on hilisemate moondeprotsesside vähene mõju kõikjal tajutav. See asetab kivimikompleksi soodsasse olukorda paleosoilise fossiilidekompleksi uurimise suhtes, võimaldab häirimatult tegelda settimisaegsete fatsiaal-

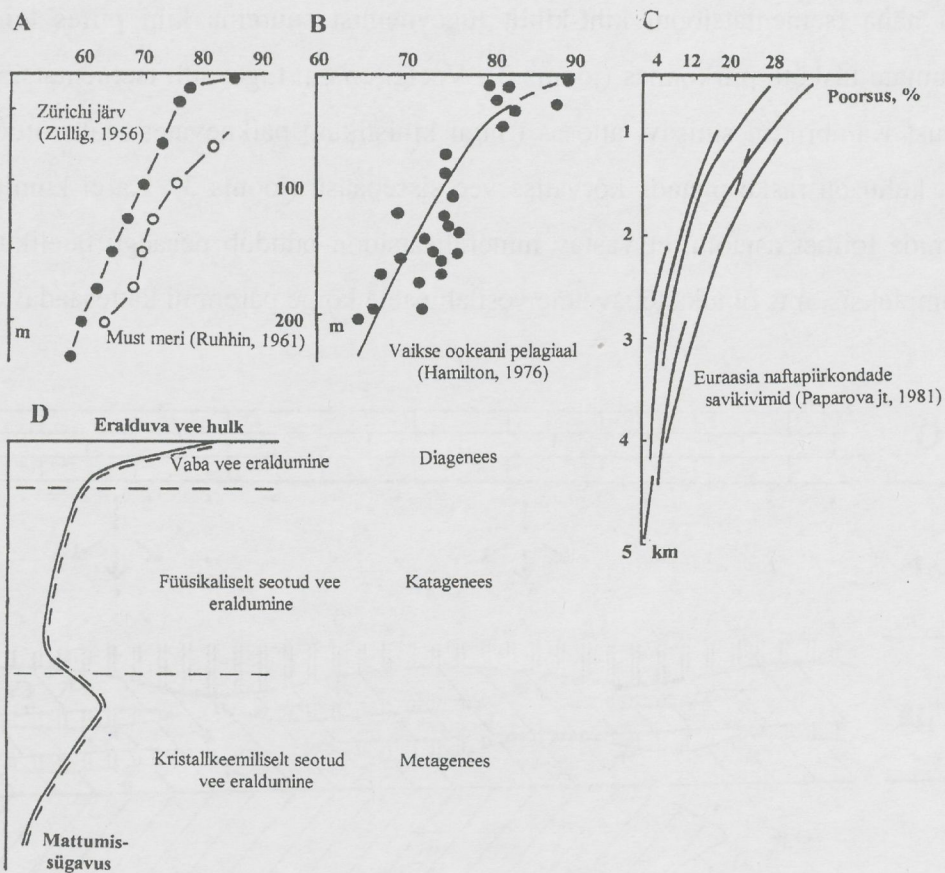
sete mudelite loomisega ja lubab mineraloogilis-petrograafilisi uuringuid läbi viia kergesti desintegreeritavate üksikterade tasemel (sõelanalüüs, immersioonimeetod jne). Arusaadavalt loob see arvukalt võimalusi Maa arenguloo paleosoilise etapi üksikasjalikuks uurimiseks. Rakenduslikus mõttes on toodud järeldusel kahene tähendus: mäenduslik allmaatöö on ebapüsiva lasumi tõttu raskendatud, pealmaakaevandamine aga soodustatud. Üsrikomplekside iseärasusi arvestades on neiski ettevõtmistes optimaalsed lahendid hõlpsamini leitavad.

FLUIDUMI ELISIOON SAVIKIVIMITEST KUI PURDKIVIMITE TSEMENTEERIMISPROTSESSIKS VAJALIKE AINETE VÕIMALIK ALLIKAS

On üldtuntud fakt, et paljudes terrigeensetes settekivimikompleksides, kus täielikult puudub primaarne settimisaegne lubiaine, hakkab hilisemal osakeste liitmisprotsessil üsna pea olulist rolli mängima just karbonaatne komponent, eelkõige kaltsiit (CaCO_3), vähemal määral dolomiit (Ca, MgCO_3) või sideriit (FeCO_3) (Muravjov, 1971). Sellist esmapilgul paradoksaalsena näivat olukorda esindab ka Eesti geoloogiline läbilõige, eriti selle allosa Vendi ja Kambriumi setendite näol. Olles kujunenud humiidse kliimavööndi suhteliselt jahedates settimisoludes, pole neis kivimeis jälgegi süngeneetilise karbonaadi ilmingutest. Isegi fossiilid on Kambriumi kivimeis esindatud räni- ja fosfaatainest skeletimoodustistega ning ainuke lubiainest õhukese koja ehitanud gastropood *Aldanella* on selle just hilisemate protsesside mõjul kaotanud, jõudes paleontoloogide töölauale vaid koja püriitse sisevalatisena.

Samal ajal levib Kambriumi setendites, eriti suurte savilasundite lähikonnas või nendega põimuvates vahekihtides, intensiivselt basaalne või poikiliitne karbonaatne tsement sisaldusega 25–30% (Pirrus, 1977). Uuringud on näidanud, et karbonaatne tsement on setendist vaieldamatult hilisema tekkega ning formeerunud kivimis liikuva vee toimel juba basseini iseloomust sõltumatus faasis nn *katageneesi* staadiumil (Pirrus, 1977). On tuvastatud teinegi oluline joon: karbonaatne tsementatsioon ei välju ülemisest Kambriumi meresetenditega esindatud läbilõikeosast. Lamavais Vendi kivimeis on ta ilmnenus nõrk ning üksnes Kambriumi kihtidega vahetult külgnevas läbilõikeosas. On täheldatav kolmaski eripära – karbonaatne tsement koosneb dolomiidist, mille koostisesse sügavuse suunas lisandub rauda, mistõttu tsementeeriv komponent läheneb siin pigem ankeriidile. Kaltsiitse koostisega tsementi on täheldatud siiani üksnes lasundi ülaosas juba Ordoviitsiumi kuuluvas Kallavere kihistus (Oja, Pirrus, 1986). Mõnikord on kaltsiiti täheldatud ka üksikute dolomiidipesade sekretsioonilises tuumas, kus tema teket saab seletada karbonaatse kuhjumi hilisema ümberkristalliseerumisega ja nn isepuhastumisprotsessiga.

Kust siis ikkagi pärineb karbonaatse tsemendi lähteaine ja millised on tema liikumist kontrollivad tegurid?

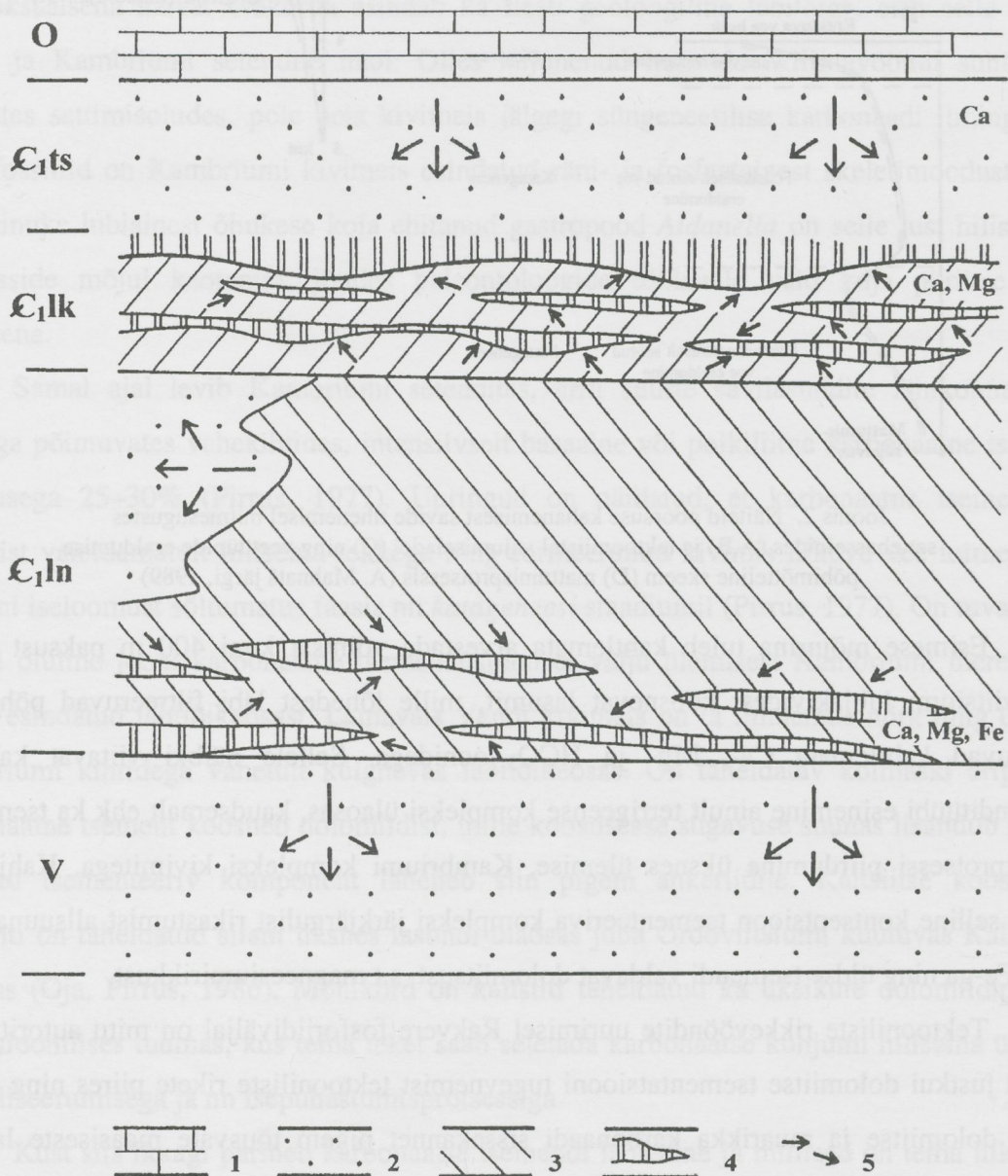


Joonis 2. Näiteid poorsuse kahanemisest savide tihenemisel mitmesugustes settebasseinides (A,B) ja tektoonilistel vajumisaladel (C) ning veetüüpide eraldumise põhimõtteline skeem (D) mattumisprotsessis (A. Mahnatš järgi, 1989)

Esimese mõjurina tuleb kahtlemata arvestada võimsat kuni 400 m paksust Siluri-Ordoviitsiumi lubjakividest koosnevat lasumit, mille lõhedest läbi filtreeruvad põhjaveed rikastuvad kahtlemata Ca-, Mg- ja HCO_3 -ioonidega. Sellele näibki viitavat kaltsiitse tsemenditüübi esinemine ainult terrigeense kompleksi ülaosas, kaudsemalt ehk ka tsementatsiooniprotsessi piirdumine üksnes ülemise, Kambriumi kompleksi kivimitega. Kahjuks ei seleta selline kontseptsioon tsementeeriva kompleksi järkjärgulist rikastumist allsuunas Mg-ga ja Fe-ga ning üldse tsemendi valdavalt dolomiitsust, s.t magneesiumirikust.

Tektooniliste rikkevööndite uurimisel Rakvere fosforiidiväljal on mitu autorit täheldanud justkui dolomiitse tsementatsiooni tugevnemist tektooniliste rikete piires ning seletavadki dolomiitse ja rauarikka karbonaadi sissekannet pigem tõusvate maasiseste lahuste, võimalik et koguni hüdrotermide toimel (Puura jt, 1987). Tuge sellele seisukohale annavad lasuvas karbonaatkompleksis jälgitavad dolomiidistumisvööndid tektooniliste lõhede ümbruses. Kahjuks ei ole Rakvere fosforiidiväljal tehtud uuringute materjal eriti veenev puuraukude vähese tiheduse tõttu ja pealegi ei toetu kontseptsioon lamava Kambriumi materjalidele, kus

on sageli näha tsementatsiooni kiht-kihilt tugevnemist suurema kihi piires tema lamami suunas lainjate taskute piirkonnas (joonis 3). Veelgi enam, tugevaim tsementatsiooniaste on jälgitav just Kambriumi sinisavi allosas (Sämi kihistikus) paiknevates isoleeritud liivakivi-läätsedes, kuhu on raske oletada kõrvalise vee sissepääsu (joonis 3). Ka ei kinnita tõusvate hüdrotermide toimet asjaolu, et vastav mineralisatsioon puudub peaaegu täielikult lamavas Vendi kompleksis, mis oluaks tõusvatele vesilahustele kõige paremini kättesaadav.



Joonis 3. Savide tihenemisel vabaneva elisiooniovee toimel formeerunud karbonaatse tsemendi paiknemine Eesti Kambriumi savilasundite mõjuvööndis:

- 1 – lubjakivid, 2 – liivakivid, aleuoliidid, 3 – savid, 4 – tugeva karbonaatse tsemendiga kivimid, 5 – toimivate lahuste liikumissuunad

Niisiis tuleb tsementatsioonilmingule otsida teist, sedimentatsioonist hilisemat, kuid lasundi enese ehitusest tulenevat seletust. Selleks näib olevat kohaseim nn elisioonimehhanism, s.t külgnevatest savilasunditest tihenemisel väljatõrjutav vesi, mis kannab endaga omapärast mineralisatsiooni ja selle toimimist reguleerivat gaasirežiimi. Vaatamata sellele et seda huvitava toimetehhanismiga teooriat on arendatud mitmes kaalukas töös (Prozorovitš, Zarapov, 1970; Holodov, 1983; Mahnatš, 1989; Bjorlykke, 1998 jt), on mehhanismi rakendatud väga piiratult just tsementeerumisprotsesside käsitlemisel.

Laskumata nende sündmuste keerukatesse füüsikalises-keemilistes detailidesse, püüame anda neist vaid üldise ettekujutuse ning rakendada vastavat tõlgendamisvõimalust ka Eesti vanimate settekivimite tekkeloo käsitlemisel.

Teatavasti on merebasseinidest kaasahaaratava vee edasikandjaks maapõue just savisetted. Jämeperdsete setete avatud pooriruumis tsirkuleerib peamiselt gravitatsiooniliselt vaba vesi, mis kujunevast olukorrast sõltuvalt võib kiiresti vahelduda ja kivide tihenemisel sellest ka hõlpsasti eemalduda. Savide madalate filtratsiooniomaduste tõttu on veevahetus neis äärmiselt piiratud ning järkjärgulisel rõhu suurenemisel kihtide mattumisel uute kihtide alla toimub küll sellegi vee väljatõrjumine pooriruumist, kuid seejuures aeglaselt ja jätkub suurte sügavusteni. Savide tihenemisprotsessi on üsna põhjalikult tundma õpitud ning lühidalt võib seda kokku võtta järgmiselt. Basseinipõhjas hõljuva savimuda poorsus on suur ja ulatub 70–90%-ni. Juba esimesel meetrikümnel kahaneb see 60%-ni, andes niisiis ära kuni 30% sisalduvast veest. Edasi poorsuse kahanemine aeglustub ja umbes 1 km sügavusel saavutavad savid oma tavapärase tihenunud savi poorsuse 25–30% juures. Mattumine suurtesse sügavustesse (4–5 km) toimub veelgi aeglasemalt, viies poorsuse kuni 8% (joonis 2). Mõistagi kaasneb poorsuse kahanemisega savi järkjärguline vabanemine pooriveest. Savide tihenemise dünaamikat on püütud seostada temas sisalduva eri tüüpi vee, vaba gravitatsioonilise ning füüsikalise seotud (hügrokoopse ja kelmelise) vee eraldumise staadiumidega. Niisugune seos on siiski üsna ähmane ja meelevaldne, mis on ka mõistetav, sest toimub ju savi tihenemisprotsessis vee ühe oleku pidev üleminek teise, mistõttu erinevaid seotud vee olekuid saab käsitleda vaid dünaamilistena. Igal juhul toimub savide esimestel tihenemisstaadiumidel väljatõrjutava vee tagasipöördumine basseinivette, hilisematel staadiumidel aga üksnes kõrvalkivimitesse või savilasundit drenivatesse vahekihtidesse. Seda olulist piirjoont elisioonivee eraldumisviisis võimegi pidada *diageneesi* ja *katageneesi* eristavaks rajajooneks: side settebasseiniga katkeb. Loomulikult on katageneesil savidest väljatõrjutava vee vastuvõtjaks purdkivimid, eeskätt liivakivid, sest nende mineraalne skelett ei ole suurte rõhkude

toimel oluliselt kokkusurutav, mistõttu avatud poorsus neis tagab vee liikumise hüdraulikaseaduste alusel. Sellest tuleneb ka elisioonivee toime lähiümbruse kivimitesse, millel võib sageli olla otsustav roll purdosakeste tsementeerimisel küllalt avaral tegevus-areaalil. Kui arvestada epikontinentaalsetes meredes diageneesi lõppfaasiks kujunenud lõpppoorsuseks 35–45%, siis näiteks tihenemisel Eesti Kambriumi savide lõpptasemeni 28–30% on katageneesil eraldunud veel ligikaudu 100–150 l poorivett iga m³ savi kohta, mis annab üldkokkuvõttes küllalt suure ning geoloogilises mõttes igati arvestatava veekoguse litifikatsiooniprotsesside mõjutamiseks.

Eeltoodust näeme, et isegi lihtne geostaatiline mehhanism (ilma mineraalse komponendi ümberkorralduseta) tagab suure koguse settebasseinist kaasahaaratud vee mineku ringlusesse kivimite tihenemise hilisematel staadiumidel. Eralduvat vett võiksime nimetada *talassogeenseks*, s.t merest pärinevaks.

Teiseks probleemiks on savidest väljatõrjutava elisioonivee keemiline koostis, eeskätt tema mineralisatsiooniaste ja agressiivsus kollektorisüsteemide mineraalosakeste suhtes. Selle kohta on otseseid geoloogilisi tõendmaterjale raske saada, sest savide pikaajalise tihenemise käigus võis vee koostis pidevalt muutuda. Kui lähtuda eeldusest, et elisioonivesi pärineb kunagisest mereveest, siis peaksid tema koostises olema valdavad anioonid Cl⁻ ja SO₄⁻, kationidest aga Na⁺ ja Mg⁺⁺. Samas võib oletada, et need suhteliselt lahustuvad komponendid ei pruukinud savist emigreerumisel jätta drenivatesse kivimitesse mingeid jälgi, sest tingimusi nende küllastusastme saavutamiseks polnud. Nii on meresooladest tsemendiaine purdkivimites täiesti tundmatu, sest ka tema lokaalne tekkevõimalus likvideeritakse põhjavee edasisel liikumisel. Erandiks võiks olla kips, mille tsemendiilmingud liivakivides on olemas muuseas ka Baltikumi Kambriumi mõne lõunapoolse läbilõike vahekihtides. Niisiis saavad savidest poorsetesse purdkivimitesse tõrjutava vee koostises mineraliseerivat toimet avaldada ühendid, mis migreeruvad küllastusastmele lähedases olekus ning on tundlikud keskkonna vahetusega kaasnevatele muutustele. Mõistagi on niisugusteks sooladeks eelkõige karbonaadid, mille lahustes püsimine sõltub aktiivse süsinikdioksiidi CO₂ lisandist liikuvast veest. Seepärast ongi süsihappesoolad peamine purdteri liitev aine liivakivides ja karbonaatne tsement, nagu eespool öeldud, osaleb ka algselt settimisaegse karbonaadita kivimikompleksides.

Vastust ootab aga küsimus, kust tuleb savidest eralduvasse vette karbonaatide lähteaine, eelkõige süsinik ja kaltsium. Merevees neid peaaegu ei ole. Süsinikuga näib olevat lihtsam. Igasugune peenhõljumina sadestuv meremuda (ka savi) sisaldab orgaanilist ainet nii

imeväikeste mikroorganismide kui ka laguneva surnud orgaanika näol. Põhjale ja hiljem mudakihti sattunult hakkab see aine intensiivselt lagunema, muutudes anorgaanilisteks lihtühenditeks – veeks, süsinikdioksiidiks, vähemal määral lämmastiku- või väävligaasiks. Suurem osa neist komponentidest lahkub mudast veekogu kõrgematesse kihtidesse, mingi osa orgaanikast jääb aga lagunemata ja suletakse pooridesse. Muda tihenemisel saviks, edaspidi aga savikivimiks laguneb seegi orgaanika, eraldades poorisisesesse vette nii süsihappegaasi kui ka hüdrokarbonaatiooni. Sellise vee liikumisel kollektorkivimitesse võib CO₂ kergesti süsteemist lahkuda, põhjustades karbonaatiooni väljasadestumise tsemendi koostisesse.

Kust pärinevad katioonid? Ca on merevees lahustunult vähe, ka Ca sisaldavaid mineraale on savis piiratult. Asemele asub Mg, mida on meresoolade hulgas märgatavalt, savidesse satub mineraalosakestena ka palju kergesti lagunevaid Mg-kloriidi lehekesi. Lisandub teinegi asendaja Fe. Orgaanilise aine poolt tugevasti redutseeritud keskkonnas muudetakse raud suhteliselt lahustuvaks kahevalentseks vormiks ja nii on ta valmis osalema keerukates karbonaatiühendites. Selle tulemusel näeme Eesti Kambriumi liivakivides peamise tsemendiainena keeruka ehitusega paraankeriidile lähenevat rauda sisaldavat dolomiiti, mitte aga kaltsiiti. Ca defitsiit leiab selles ilmeka väljenduse. Teistes geoloogilistes olukordades, kus suured savilasundid põimuvad näiteks lubjakivikihtidega, Ca defitsiit puudub ning liivakivides ladestub valdavalt kaltsiitne tsement. Teisal on jällegi täheldatav isegi poorsete lubjakivide osaline dolomiidistumine kontaktil lubiainevaba saviga savist elisioonivette kontsentreeritud Mg arvel (Mahnatš, 1989). Olenevalt konkreetsest olukorrast on tsemendi katioonide valik ja vastav mineraalivorm läbilõigetel muutlik, mida näeme ka Eesti Kambriumi kivimites ülalt alla liikudes. Huvitav on märkida, et Kambriumi savist tänapäeval looduslikku niiskust tagava vee uurimise katsed andsid mõneti ootamatuid, kuid eeltooduga siiski seostuvaid tulemusi (Bitjukova, Bogašova, Kulitšenko, 1985). Nimelt selgus, et sinisavist pressimise teel eemandatavas vees on suhteliselt madal mineralisatsioon, milles Na ja Cl osakaal on tühine. Valdavad Mg, Ca ja SO₄ (hüdrokarbonaatset iooni ei määratud). Niisiis läheneb tänapäeval vesi savis pigem mageveele, kuid Mg asumine esiplaanil viitab ka mereliste allikate osalusele poorivees. Selline vesi Kambriumi savides ei pruugi siiski peegeldada otseselt olukorda varasemas geoloogilises minevikus, sest pole välistatud tänapäevase atmosfäärise vee mõju nende kaasaegses ekspositsiooniseisundis.

Võrreldes Eesti Kambriumi ladestu läbilõiget kõrgemal lasuva teise terrigeense kompleksiga – Kesk-Devoni kivimitega, tõdeme, et viimases puudub selgekujuline karbonaatne tsement vähemasti niisugusel silmatorkaval kujul, nagu see ilmneb Kambriumi savi-

dega piirnevates liivakivides. Selle põhjuseks võib olla paksude savilasundite puudumine Devoni läbilõikes, mistõttu elisioonivee mõju tsementatsiooniprotsessides seal praktiliselt ei avaldu.

Omaette probleem on Eesti Vendi läbilõige, kus on olemas küll peaaegu Kambriumi savile samaväärne savilasund (Kotlini kihistu), kuid kus ei ole kujunenud karbonaatset tsementi selle alustes, pealsetes ja savisisestes kihtides. Tõsi, karbonaatne mineralisatsioon on olemas savis endas, tema peentes aleuroliidikelmetes, kihilisuse väikedislokatsioonidest põhjustatud tekstuuri- ja hajusate mikrosfäroliitidena ka savis endas. Kuid karbonaat on siin varasema tekkega, kujunenud paljude tunnuste järgi juba diageneesil ja omandanud seega konkretsioonilise vormi (Pirrus, 1981). Pealegi on karbonaat siin eranditult sideriidina, temale kaasnevad Pb- ja Zn-mineraalide ilmingud, mõnikord ka barüüt. Miks on see nii? Miks on karbonaat formeerunud juba poolpehmes savimassis, väljumata naaberkivimite pooriruumi?

Näib, et sellelegi on vastus olemas. Esiteks on Kotlini savi regulaarse peenkihilisusega: vaheldumisi saviga esinevad pidevalt peened aleuriitsemad kelmed, mida mööda said mõnevõrra soodsamalt liikuda mudasisesed veed äsja sadestunud setendiski. Teiseks ei ole Kotlini savid normaalmerelise tekkega, vaid on kujunenud pigem magedamaveelises keskkonnas (Pirrus, 1994). Sellest tuleneb nende kemismi eripära – Mg- ja Ca-ioone ei olnud piisavalt. Kolmandaks olid Vendi setted Eesti alal väga rauarikkad, millest annab tunnistust väljaspool Kotlini savisid paiknevate kihtide (ka savide) sage punavärvilisus. Kotlini savidesse kuhjus aga hulgaliselt orgaanikat – vendoteniidsete vetikate säilmed on neis rikkalikult säilinud tänaseni. Seetõttu toimus savis laguneva orgaanika toime tugev reduktsioon: kõik kättesaadavad rauaühendid, eelkõige oksiidsed kiled purdteradel, taandati kahevalentsesse vormi ja niiviisi hakkas mudasiseses vees otsustavat osa mängima raud. Karbonaatiooni formeerumisel ja CO₂ lahkumisel diageneesikeskkonnast sadestuski savis hulgaliselt sideriiti, mis kasutas selleks nii aleuriitide pooriruumi kui ka muid heterogeensusi savimassis. Protsess kulges analoogselt aine konkretsioonilise ümberpaigutusega diageneesil, mis on omane sideriidistumisele üldse ja eriti magedumisele kalduvates settimisolukordades.

Pisut arusaamatuks jääb, miks protsess sellega ammendus. Kahtlemata jätkus savi tihenemine ka edaspidi, sest veel lagunemata orgaanilise aine ressurss oli savis olemas. Miskipärast ei ilmne elisioonivee toime külgnEVates kivimites. Tõsi küll, liikudes Eesti alalt ida poole Sankt-Peterburgi piirkonda, kus Kotlini savilasundi paksus suureneb mitmesaja meetrini ning kus temas ilmneb tugevamale mariinsusele osutavaid tunnuseid, ilmuvad saviga

piirnevatesse kivimitesse ka mõned dolomiitse tsemendiga tasemed. Kahjuks on nad raskesti kättesaadava puurmaterjali tõttu tänaseks ebapiisavalt uuritud.

Igal juhul ilmneb Eesti alal Kambriumi ja Vendi üldilmelt üsna sarnaste savilasundite vahel sekundaarsete muutuste suur põhimõtteline erinevus. Kui Kambriumi savide puhul kulgesid varasemad (diageneetilised) aine ümberpaigutused pehmes savisetendis tüüpilise merelise skeemi järgi, formeeriti glaukoniiti, püriiti ja fosfaati, siis Vendi magedamaveelise režiimi puhul fikseeriti liikuvaks mobiliseeritud raud peamiselt sideriidina. Kambriumi kivimite edasisel tihenemisel muutusid liikuvaks neisse talletunud Mg ja Ca, mis elisiooni-veena kandusid külgnevatesse purdkivimitesse. Vendi savide puhul seda ei toimunud: vastav mineraalaineresurss seal nähtavasti puudus.

Niisiis just karbonaatse komponendi lähteainete väljakandes savist ümbritsevatesse kollektoritesse näib avalduvat elisiooniprotsessi põhiline toime, mida rõhutatakse ka sellesuunalistes uuringutes (Mahnatš, 1989). Kuid peale loetletud makrokomponentide võib elisiooninähtega seotud olla ka mõne mikrokomponendi ränne. Eesti läbilõikes on täheldatud autigeensete anataasi tahveljate kristallide ja nende liitagregaatide sagedasemat esinemist just savilasundi alumise osa tugeva dolomiittsemendiga liivakivides. Tõsi, anataasikristallide rohkust on täheldatud ka teise Alam-Kambriumi savilasundi – Irbe kihistu puhul, kus intensiivne dolomiitne tsement purdkivimites pole nii ilmekalt avaldunud. Igal juhul väärub see seaduspära tähelepanu, sest ilmeniidi ja leukokseeni küllaltki oluline roll purdterade raskes fraktsioonis loob Ti ümberpaigutuseks soodsa tausta, mida litifikatsiooniprotsesside käsitlemisel ei tasu silmist lasta.

Ka mõned galeniidi ja sfaleriidi ilmingud Eesti läbilõikes tervikuna on mõistatusliku käitumisega ning pole võimatu, et nendegi puhul leiab rahuldavaid seletusi just savidest pikkamööda väljatõrjutava vee toimemehhanismis.

Kokkuvõtteks tuleb tõdeda, et suurtest savilasunditest kompaktsooniil välja tõrjutava vee toime on igati arvestatav faktor hilisema karbonaatse tsemendi lähteallikana. Kuigi otseselt on seda nähtust raske tõestada, lubab ülaltoodud arutelu ja tugevate tsementatsioonilmingute koondumine savilasundite lähedusse seda tõenäoliseks pidada eriti Eesti Kambriumis täheldatavate seaduspärasuste taustal, mida skemaatiliselt on kujutatud joonisel 3.

AUTIGEENNE PÄEVAKIVI LITIFITSEERUMISPROTSESSIS

Üldosa

Teatavasti on päevakivide – karkass-struktuuriga alumosilikaatide (BaSi_3O_8) – levik maakooses tähelepanuväärselt ulatuslik. Kogu rühma silmas pidades on nad mineraalide seas isegi esikohal. Seejuures kujuneb see üsna püsiva struktuuriga mineraalide rühm laias tekkediapasoonis, peaaegu kõigis mineraalimoodustumise põhiprotsessides: magma kristallisatsioonil, metamorfismil, hüdrotarmaalsetest lahustest väljasadestumisel. Tänaseks on kogunenud andmeid ka nende madalatemperatuurilisest tekkimisest eksogeneesivöös, s.t. settekivimites, kuigi see tekkeviis on äärmiselt vaoshoitud ning ei anna peaaegu kusagil kivimimoodustaja tasemele vastavaid mineraalikuheid. Seepärast ei ole hüpergeneesivöö päevakivi tekke käsitlemine jõudnud geoloogiaõpikutesse ega käsiraamatutesse, vaid on fikseerunud hajusalt üksnes teaduskirjanduses. Ka ei ole madalatemperatuuriline (alla 200–250 °C) päevakivisüntees laborites andnud lootustandvaid tulemusi, mis omakorda on suurendanud skepsist selle nähtuse käsitlemiseks eksogeneesitingimustes. Ilmselt on mängus eksperimentides raskesti modelleeritav ajategur, mistõttu ka looduslikes protsessides võib autigeense päevakivi kujunemine piirduda üksnes väikesemahuliste mineraalitransformatsioonidega. Seetõttu peavad paljud uurijad autigeense päevakivi ilminguid settekivimites hilise *katageneesi* või koguni *metageneesi* produktideks, käsitledes tema tekke tingimusi lähedasena hüdrotarmaalsele olustikule.

Seda enam pakuvad huvi autigeense päevakivi ilmingud Eesti madala moondeastmega settekivimites.

Esimesed vihjed selgekontuuriliste päevakivikristallide (euhedraalsete kristallide) esinemisele settekivimites pärinevad Drian'ilt (1861), Lory'lt (1861) ja Rose'ilt (1865). Esialgu puudutasid need ainult albiiti ja sedagi vaid karbonaatkivimites. 1895. aastal näitab Cayeux neis kivimeis kõrvuti albiidiga ka autigeense ortoklassi olemasolu. Lisanduvad andmed rohketest K-päevakivi katteäärimestest liivakividel (Rosenbush, 1927; Reynolds, 1929; Goldich, 1934; Teiter, Alwater, 1934; Grauner, 1936), viimasena ka peenhajusast vormist argilliitides ja savides (Gruner, Theil, 1937). Avaldati esimesed üldistavad kokkuvõtted näiteks Venemaa materjalidestki (Zemjatšenski, 1916).

Tööd olid alul kirjeldavat laadi, õige pea hakati aga rõhutama seost vulkanismi ja selle tuhailmingutega, mis mõnevõrra ähmastas hüpergeense autigeneesi kontseptsiooni (Allen,

1932; Byström, 1956; Berg, 1952; Weiss, 1954 jt). Päevakivide autigeneesi käsitlus elavnes ka Nõukogude Liidus aastail 1952–1954 eriti esimeste süvapuurimiste tõttu Moskva süneliisi keskosas ja Lääne-Ukrainas, kus uurimisobjektiks olid Ida-Euroopa platvormi vanimad settekivimid. Tööd seostusid A. Koppeliovitši (1965) nimega, kuid vaibusid edaspidi nähtuse katageneetilise (epigeneetilise) käsitlusviisi esiplaanile tõusmise tõttu, sest selles protsessis olid võimalikud ka termaalmõjutused.

Murrangu päevakivide autigeneesi käsitlusse tõi röntgenanalüüs ja elektronmikroskoopia, samuti katoodluminesentsstehnika, eriti aga võimalus Al-Si-struktuurset korrastustaset jälgida röntgenanalüüsi meetoditega. Probleemi seisuga eri ajalõikudel võtavad hästi kokku kaks USA-s valminud doktoritööd (Y. Baskin, 1956 *A study of authigenic feldspars* ja M. Kastner, 1971 *Authigenic feldspars in carbonate rocks*), millest pärinevad ka viited enamikule ülalmärgitud allikatele, mida käesolevas töös ei korrata.

Neile kokkuvõtvaile uurimustele tuginedes tõdeme veelkord, et päevakivid moodustavad maakoos enam levinud mineraalirühma, neile kuulub umbes 50% maakoore massist. Üldkogusest 60% paikneb magmakivimites, 30% moondekivimites ja 10% settekivimites, seejuures viimastes on nad just teiste kivimite mehaaniliste laguproduktidena.

Päevakivid on teatavasti üksteisele lähedaste omadustega: neil on iseloomulik tihedus 2,6–2,7 g/cm³, heledus-läbipaistvus, hea lõhenevus, kõvadus 6–6,5 jne. Nad moodustavad pidevaid isomorfseid ridasid Na-Ca asendumisega (plagioklassid) või märksa piiratumalt K-Na asendumisega (K-päevakivid), mis on püsivad kõrgetel temperatuuridel, madalatel lagunevad aga kergesti kahefaasilisteks segudeks – pertiitseteks struktuurideks. Na-Ca-rea päevakividest moodustub settekivimites üksnes rea äärmuslik liige – Na-päevakivi albiit. K-Na-päevakivide reas on kõikjal püsivaim puhas K-päevakivi erim, kuid siin on kasutatav terminoloogia keerukam. Kuna settekivimites esinevad autigeensed päevakivid on terrigeensete purdteradega võrreldes alati vesiselged ja tihti adulaarile iseloomuliku kristallikujuga, räägitakse settekivimite juures tihti adulaarist või sanidiinist, mis võib asjaolusid lähemalt tundmata tugevasti eksitada. Pidagem meeles, et adulaar ongi ortoklassi vesiselge erim, sanidiin ranges mõttes aga kõrgtemperatuuriline (mitte alla 900 °C kristalliseeruv) kiirel jahtumisel kujunenud korrastumata Si-Al vaheldusega mineraal. Settekivimites kujunevat K-päevakivi tuleks vaadelda ikkagi ortoklassina, kuid nagu struktuursed uuringud on näidanud, on ta oma madalalt Si-Al korrastusastmelt lähedane sanidiinile. Korrastamatuse põhjused on mõlema sanidiini puhul aga täiesti erinevad: kui ehtsas sanidiinis säilitab korrastamatuse välkkiire jahtumine algsest magmasegust (vulkaaniline

tekkeviis), siis madalatemperatuurilise sanidiinilähedase struktuuri kujunemisel on see tingitud aatomite difusiooniliseks korrastamiseks ebapiisavast energeetilisest tasemest. Seepärast, kui räägime autigeensete päevakivide sanidiinilmelisusest, peaksime ütlema *madal sanidiin* vastukaaluks vulkaanilisele *kõrgsanidiinile*. Niiviisi kasutatakse neid mõisteid ka väliskirjanduses. On mõistetav, et ilma selgituseta võib sanidiini nimetus tekitada suurt segadust just vulkaanilise aine ümberkujunemisprotsesside käsitlemisel, kus autigeenne päevakivi kõige sagedamini formeerub ning kus mõlema tekkeviisiga sanidiinid võivad esineda kõrvuti.

Vaadeldava probleemistiku raamides huvitavad meid madalatemperatuurilised päevakivid, millest on teada üldjoontes järgmist:

1. Madalatemperatuuriline (alla 200–250 °C) päevakivide laboratoorne süntees harilikult ei õnnestu. Ilmselt on looduslik madalatemperatuuriline kujunemisprotsess väga aeglane ja võimalik, et koguni transformatsiooniline, s.t mitte lahuste kaudu, vaid tahkes faasis difusiooniliselt kulgev.

2. Enamasti ei anna autigeenne päevakivi rikkaid kuhjeid, vaid esineb hajusteradena. Seega on protsessi intensiivsus madal isegi anomaalsetes olukordades. Vaid vulkaanilise tuha ümbertöötamisel on teada juhtumeid, kus autigeense päevakivi hulk tõuseb 50–80%ni, tsementeerides purdmaterjali, kasvades fossiili karbipinnale või asendades selle kogu algmaterjali.

3. Päevakivi moodustumine jaguneb selgesti kaheks suunaks.

Na-päevakivi, *albiidi* teke leiab aset üksnes karbonaatkivimites. See protsess on looduses sagedasem, realiseerub aga enamasti üksikteradena ega paelu kirjanduses erilist tähelepanu.

K-päevakivi – *ortoklass, mikroliin, madal sanidiin* – on enam tüüpiline karbonaativabadele terrigeensetele kivimitele, kuigi saadab mõnikord ka albiiti karbonaatkivimites. K-päevakivil on kaks iseloomulikku kujunemisevormi: ta esineb pealekasveäärastena liivakivide purdteradel ja peente individuaalkristallikestena savikivimites (argilliitides). Ka on K-päevakivi autigeneesil paljudel juhtudel tuvastatav side vulkanogeense materjaliga, millele vastavalt varieerub ka protsessi intensiivsus.

Mõlemal märgitud suunal on teisigi erinevusi. Nii ei esine albiit kunagi pealekasvetena, moodustunud teradel puudub terrigeenne tuumaosa, terade optimaalne suurus on 0,07–0,12 mm, struktuurne korrastatusaste ei erine oluliselt kõrgtemperatuuriliste erimite omast. K-päevakividel seevastu on terade purdne

tuumaosa sage, individuaalkristalliitide mõõtmed väiksemad 0,04–0,08 mm, struktuurne korrastatusaste tunduvalt madalam normaalmagmaliste päevakivide omast, seos vulkaanilise materjaliga on sageli tajutav. Ka valdab K-päevakivide reas monokliinne modifikatsioon, trikliinseid erimeid on täheldatud üksnes karbonaatkivimeis.

4. Tervikuna iseloomustab päevakivi autigeneesi suur puhtus, s.t lisandite vaesus. Kujunevas albiidis pole olulist K_2O lisandit, ortoklassis aga Na_2O ja BaO lisandit (mõlemal juhul alla moolprotsendi). Samast tuleneb ka struktuurne puhtus, s.t pertiitse segu, polüsünteesiliste kaksikute ja mikrokliini võreja ehituse täielik puudumine, samuti katoodluminesentsi madal tase, mis viitab kristallivõre ergastamatusle.

Arusaadavalt on loetletud tunnused olulised kriteeriumid autigeense päevakivi identifitseerimisel.

5. Huvitav joon on päevakivi autigeneesi isokeemilisus, s.o kulgemine peamiselt kivimis või selle lähikonnas olemasoleva aineressursi arvel selle lisandumiseta väljastpoolt. Küll aga näib seda tugevasti kontrollivat keskkonna iseloom: albiit karbonaatkivimeis, K-päevakivi mujal. On tuvastatud seoseid komponentide suhetega tekkesüsteemides ($K^+ : H^+$ ja $K : K + Na$), mis avavad päevakivi tekke keemilisi iseärasusi.

Kõik need erijooned on tänaseks küllaltki selgepiirilisel ja üldkehtivalt välja selgitatud, mistõttu vajavad alati arvestamist.

Peale selle on muidki iseärasusi, mis pole küll nii selged, kuid väärivad siiski tähelepanu.

Geomeetrilise kristallikuju järgi näiteks erinevad autigeensed terad kõrgtemperatuurilistest vähe, albiidi puhul peaaegu üldse mitte (nagu ka struktuurse korrastatusastme tüübi puhul), K-päevakivide juures aga küll. Nimelt on trikliinne päevakivi siin alati tahveljas, enam trikliinsemat tüüpi (magmalistel teatavasti monokliinsemat laadi). Monokliinne K-päevakivi annab sageli kiiljaid adulaari tüüpi kristalliite. Ilmselt on siin tegu Si–Al-struktuurse korrastatusastme muutumisega eri kujunemisolukordades.

Vastuoluliseks tuleb pidada andmestikku autigeense päevakivi tekkestaadiumi suhtes. Mõned uurijad peavad teda varajaseks, vaieldamatult diagenetiliselt moodustiseks, mis kujunes kohe mobiilsesse settesse sattunud aine mineraloogilise tasakaalustamise tulemusel näiteks vulkaanilise tuha sissekandel. Teised autorid viitavad teatud hilinele otsesele

settimisprotsessi suhtes, osutades K eelistatud sidumisele konkureerivates savimineraalides: alles selle lõppedes saaks K liia puhul formeeruda karkass-struktuur. On püstitatud isegi tees: autigeenne savimineraali teke välistab K-päevakivi kujunemisvõimaluse. Iseloomulik on ka vastuoluline albiidi tekkeloo käsitlemine. Ühtedel juhtudel on albiiti täheldatud peeneteralise algstruktuuriga kivimites, kuna ümberkristallunud kivimites mineraal puudub. Teistes olukordades on albiiti täheldatud üksnes ümberkristallunud ja dolomiidistunud kivimites – seega tugevatele sekundaarsetele mõjutustele allunud süsteemides. Oluline on märkida, et autigeenses albiidis on peaaegu alati märgitud ümbriskivimi karbonaadi ja isegi vedeliku suletisi. Ka mineraali Na-koostis kui merevee osavõtule viitav iseärasus peaks protsessile andma pigem varase (diageneetilise) tekkevarjundi. Mineraali levikupiltki, autigeneesi tasemeti tugevnemine või nõrgenemine, osutaks justkui varasele tekkeviisile.

K-päevakivide puhul on tekkeaja üle otsustada raske eriti savikiltades. Ka liivakivide äärste puhul pole tekkeajaga lihtne määrata: paljudel juhtudel ei haara K-päevakivi kaugeltki kõiki teri. Siis võib oletada purdterade korduvat ümberasettamist erineva tekkelooga liivamaterjalist, kuid sellegi tõlgenduse puhul esineb vastuolulisus: kord on päevakiviäärised teradel kristallograafiliselt selgete piirjoontega (kohaltekkelised), kord ilmsete ümardumisjälgedega nurkadel. Et terasid tsementeeriva või pooriruumi täitva vormina kirjeldatakse päevakivi haruharva, võiks K-päevakivi teket kujutada just suhteliselt varase, mingil anomaalsel põhjusel kujuneva protsessina.

Ilmselt on päevakivide autigeenne süntees settekivimites võimalik laial ajaskaalal, mida tuleb üksikjuhtudel hoolikalt uurida. Protsessi madalat intensiivsust ja tagasihoidlikku lõpptulemust silmas pidades võiks seda lugeda kuuluvaks ehk enam katageneetilisse etappi, olukorda, kus teradele toimivad lahused on juba tasakaalustunud. See aga ei tähenda sugugi, et eriolukordade puhul, näiteks eksootilise vulkanogeense komponendi kui ootamatu K-allika lisandumisel settesse, ei võiks protsess alata kohe varasel diageneesil või isegi sedimentogeneesil, nagu mõnel juhul ka diskuteeritakse (Woodard, 1972). Just väikeste individuaalkristallitide rohkus võiks olla selle protsessi tunnistaja.

Igal juhul näib K-päevakivide teke olevat seotud $K^+ : H^+$ suhtega mineraalimoodustumise keskkonnas, millele on viidanud mitu uurijat (Ali, Turner, 1932 jt). Üldjuhul peab kaaliumi hulk ületama vesinikioonide hulga miljardikordselt ($10^9 - 10^{10}$). On näidatud, et vaba reaktsioonivõimelise SiO_2 juuresolekul võib see nõue alaneda $10^7 - 10^8$ -ni. Niisugune olukord tekib vulkaanilise klaasi lagunemisel, lubjakivide diageneesil ja ehk dolomiidistumisel, võib-olla ka saviosakeste diageneesil orgaanikarikkas keskkonnas (näiteks Eesti Tremadoci

argilliidi formeerumisel). Edaspidi suhe $K^+ : H^+$ langeb ja eelistatuks kujuneb kaoliniidistumine.

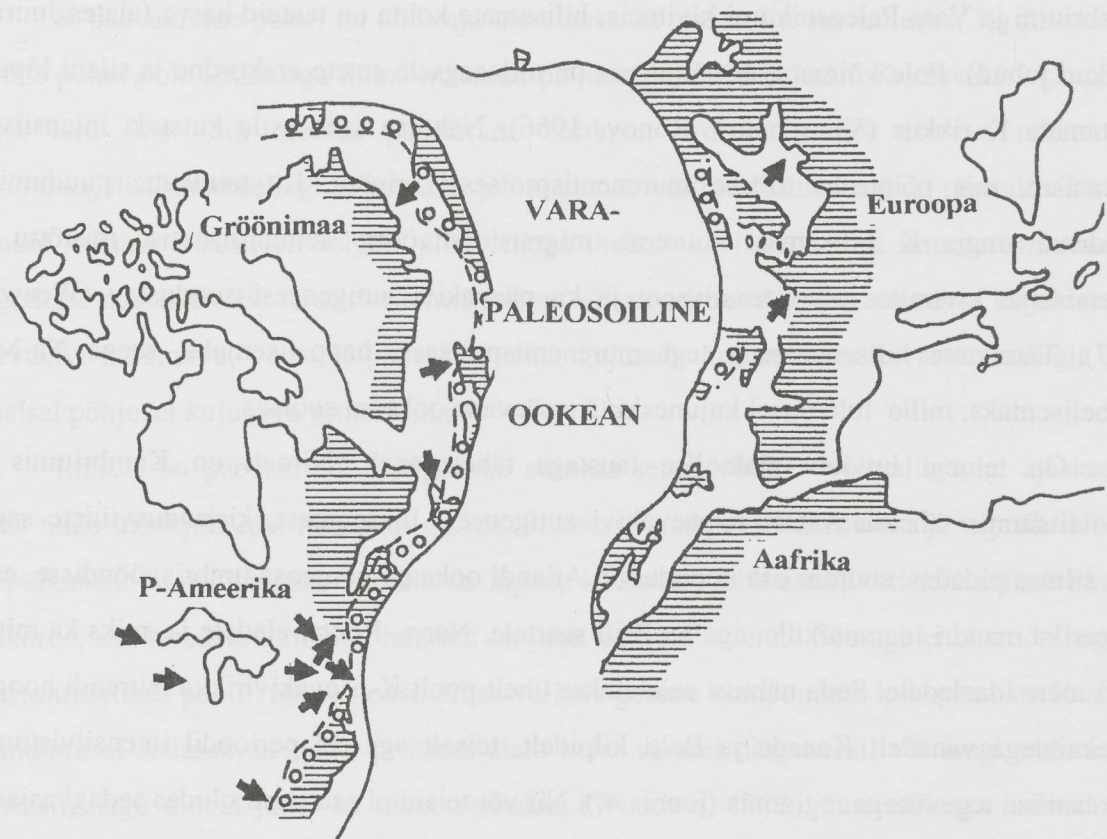
Arusaadav on ka suhte $K : K + Na$ tähendus: nihutatud K kasuks viib K-päevakivi tekkele, vastupidine albiidi kujunemisele. Merevees on Na osakaal K omast teatavasti 10 korda kõrgem. Seega pole normaalses merevees (karbonaatmudad) K-päevakivi tekkeks erilisi šansse, pigem leiab see aset eriolukordades näiteks vulkaanilise klaasi lagunemisel, kus Na hajub merevette, jääkkaalium fikseeritakse kas savimineraalides või kohe ortoklassi karkass-struktuuris, võimalik et üle vesinikpäevakivilise $HAlSi_3O_8$ ebastabiilse vahefaasi (A.A. Aldahan).

K-allikat puudutades ei saa mööda minna ühest erakordselt huvitavast asjaolust K-päevakivi autigeneesil. Nimelt on selle protsessi ilmingud teada peaaesjalikult vanades Eel-Kambriumi ja Vara-Paleosoikumide kivimeis, hilisemate kohta on teateid harva (alates Juurast üksikud juhud). Pole võimatu, et põhjuseks on toleaegete setete erakordne ja siiani lõpuni seletamata K rikkus (Vinogradov, Ronov, 1956). Nähtuse võis esile kutsuda intensiivne vulkanism, mis põhjustas tollase murenemisprotsessi eripära. Ka taimkatte puudumine mandritel tingis K hilisemast suurema migratsioonivõime setteprotsessis, mistõttu K fikseerimine kivimites oli intensiivsem ja ka päevakivi autigeneesi soodustav (Weaver, 1967). Taimkatte hilisem areng tegi murenemisprotsessi happelisemaks, seega Na-Mg-lembelisemaks, mille tulemusel kujuneski tänapäevane ookeani soolsus.

On teinegi huvitav ajaloolise taustaga tähelepanek. Nimelt on Kambriumis ja Ordoviitsiumis täheldatavatest K-päevakivi autigeneesi ilmingutest, kirjandusviidete sagedust silmas pidades, suurem osa koondunud Atlandi ookeani põhjaosa ümbrisevööndisse, eriti Ameerika mandri idarannikule, aga ka Briti saartele, Norra–Rootsi aladele ja, miks ka mitte, Balti mere idaaladele. Seda nähtust seletatakse ühelt poolt K-päevakivirikka murendi hooga sissekandega vanadelt Kanada ja Balti kilpidelt, teisalt aga sel perioodil intensiivistunud vulkaanilise tegevusega regioonis (joonis 4). Nii või teisiti ei saa Eesti oludes sedagi asjaolu tähelepanuta jätta, sest asume mitmes mõttes päevakivide autigeneesi jaoks soodsas regioonis.

Lõpetades üldprobleemidele pühendatud ülevaate ning naastes settekivimite konkreetse kõvastumisprotsessi juurde, peame siiski tõdema, et päevakivide formeerumine settekivimites endis ei kuulu juhtivate litifikatsiooniprotsesside hulka. Nähtus kulgeb piiratud mahtudes ja väljub neist raamidest üksnes anomaalsetes olukordades. Tõsi, ka purdteradele, eriti klastogeensetele päevakividele, kasvavad uusäärised täidavad mingi osa vabast

pooriruumist ja võivad naaberteri omavahel tugevamini liita, kuid otsese tsemendiilminguna neid vaadelda ei saa. Praktiliselt puuduvad täiesti kaht külgnevat purdetera ühiselt ümbritsevad päevakivikelmed, pigem avaldab nende formeerumine üksikteradel teradevahelist hõõrdejõudu suurendavat toimet, täidab seega eelkõige teradevahelise sobitustsemendi funktsiooni. Olulisem võib olla päevakivi autigenees savikivimites, kus kujunevad päevakivikristallikesed moodustavad omavahel liitunud pisiagregaate või siis blokeerivad saviosakeste reaktsioonivõime kokkupuutel veega. Selle tõestuseks on ka Eesti materjal: valdavalt pehme-konsistentsilise savilisandi taustal on siinsetes Vara-Paleosoikumi kivimites kaks anomaalset savide kõvastumisilmingut – metabentoniitidega seonduv ning diktüoneemaargilliit. Mõlemas on päevakivi autigenees ilmselge ning tavapärasest sadu kordi tugevam, kuigi kulgenud arvatavasti erinevatel asjaoludel.



Joonis 4. Kambriumi ja Ordoviitsiumi-aegsete päevakiviilmingute paiknemine Proto-Atlandi šelfil:

Tumedate nooltega on näidatud teadaolevad ilmingud kivimites, ringikestega võimalikud vulkaanilise tuha allikad šelfi välispiirde kaarsaartel (modifitseeritult M.R. Buyce ja G.M. Friedmani järgi, 1975)

Autigenne päevakiviteke Eesti aluspõhja Paleosoikumi kivimites

Päevakivirühma mineraalide autigensele tekkele on Eestis seni vähe tähelepanu pööratud ja seda põhjendatult, sest paikneb ju regioon suhteliselt kõrgele tõstetud jäiga

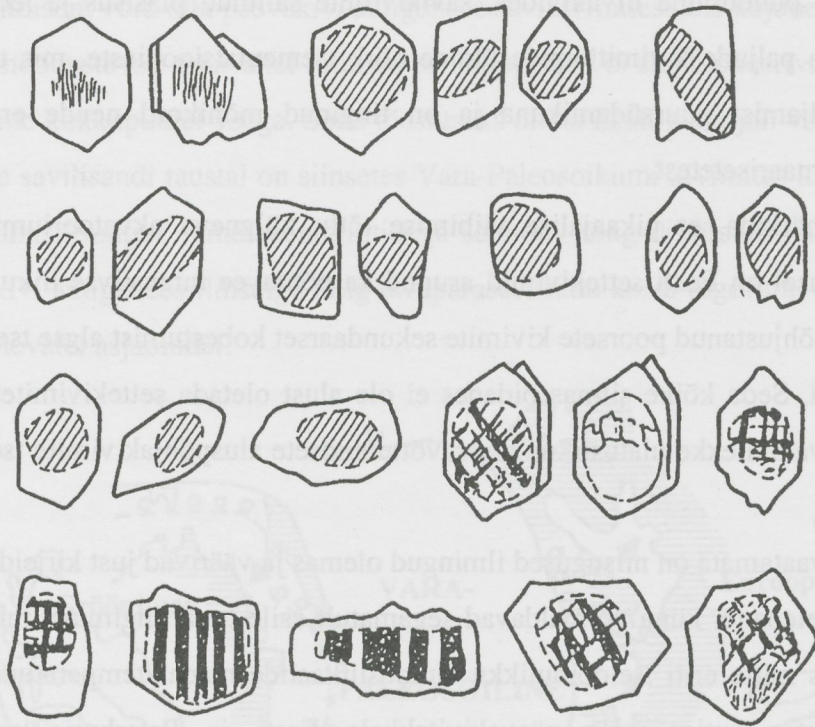
geostruktuuriga Fennoskandia kilbi jalamil ning siinsed settekivimid, vaatamata oma suurele geoloogilisele vanusele, ei ole allunud tugevatele katageneetilistele muutustele, kuna nad ei ole kunagi viibinud suures sügavuses intensiivsete mõjurite – kõrgendatud rõhu ja temperatuuri toimesfääris. Sellest annab tunnistust regeneratsioonilise kvartsitsementatsiooni peaaegu täielik puudumine liivakivides, savikivimite säilinud plastsus ja leandumisvõime vees, samuti ka paljude kivimitüüpide üldine nõrk tsementatsiooniate, mis takistab nende kvaliteetset väljamist puursüdamikuna ja on tinginud mõnikord nende eristamisraskusi katvatest kvaternaarisetetest.

Tuleb märkida, et pikaajalise viibimise tõttu külgneva akvatooriumi veetasemele lähedasel kõrgusel on Eesti settekivimid asunud ka põhjavee intensiivse liikumise vööndis, mis on kohati põhjustanud poorsete kivimite sekundaarset kobestumist algse tsemendi osalise lagunemise teel. Seda kõike silmas pidades ei ole alust oletada settekivimites vähelevinud autigeense päevakivitekke ulatuslikumat osavõttu siinsete aluspõhjakivimite tsementeerimisprotsessist.

Sellele vaatamata on niisugused ilmingud olemas ja väärivad just kirjeldatud üldtausta tõttu erilist tähelepanu, kuna võimaldavad segamatult esile tuua tingimusi, mis põhjustavad settekompleksis mitte eriti iseloomulikke alumosilikaatide madalatemperatuurilist sünteesi. Esimesena osutas autigeensele päevakivitekkele Eesti ja Peterburi ümbruse Alam-Ordoviitsiumi ja Kambriumi kivimites A.I. Lebedeva (1956), juhtides tähelepanu asjaolule, et nähtus on seotud peamiselt terrigeense läbilõike ülemise osa, kerogeense argilliidi ja lasuva lubjakivikompleksi läheduses paiknevate liivakivide-aleuroliitidega. See ilming ignoreerib kihtide erinevaid vanusesuhteid ning vaibub seaduspäraselt sügavuse suunas, mis on täheldatav isegi ühe paljandi piires. Mineraloogiliselt on tegemist liivakividele iseloomuliku päevakivide autigeneesitüübiga – ääriseliste uusmoodustistega mitmesuguse koostise, ümardatuse ja porsumisastmega päevakivide purdterade ümber, mis kasvatab algterade suuruse enamasti kuni poolteisekordseks (joonis 5). Hiljem on regeneratsiooniääriseid täheldanud Eesti fosforiidikihi liivakivides veel H. Heinsalu ja H. Viiding (1978) nähtust küll lähemalt kommenteerimata ja A. Lebedeva uuringule viitamata.

Teine tähelepanujuhtimine autigeensele päevakiviilmingule pärineb A. Kordikovilt (1962), kes petrograafiliste õhikute abil uuris Eesti Alam-Ordoviitsiumi argilliidi (nn diktüoneemakilda) mineraloogiat. Ta viitas arvukatele vesiselgetele ja kristallograafiliselt omakujulistele peentele päevakivikristallidele uuritavas materjalis, pidades neid autigeenseteks albiiditerakesteks. Mineraali optilised parameetrid jäid selles töös täpsemalt

määramata, sest uurija lähtus ilmselt sel ajal üha sagenevatest viidetest just autigeense albiidi esinemisele settekivimites. Nagu allpool näeme, osutus algne albiidimäärang ekslikuks, kuid igal juhul osutati autigeense päevakivi teistsugusele esinemisvormile kivimeis, s.o peente iseseisvate hajuskristallide kujul savikivimis.



Joonis 5. Regeneratsiooniline ääris (valge) mitmesuguse kujuga päevakivi purdteradel (viirutatud) Eesti ja Leningradi oblasti paljandite Kambriumi liivakivides (Lebedeva, 1956)

Kolmandad teated autigeense päevakivi tõenäolisest esinemisest seonduvad vulkano-geense-püroklastilise materjaliga karbonaatkivimite lahustumatus komponendis, kuid nende geneetiline argumentatsioon pole esitatud eriti ühemõtteliselt ja veenvalt. Vesiselged idiomorfseid päevakivikristallid on esile tõstetud metabentoniidikihtide uurimisel (Utsal, Jürgenson, 1971) ja ka karbonaatkivimite lahustusjäägi üldistaval mineraloogilisel käsitlusel (Jürgenson, Viiding, 1982; Viiding jt, 1983), kuid neid on käsitletud eelkõige sanidiinina – kõrgtemperatuurilise korrastamata Al-Si-suhtega vulkaanilise päevakivierimina, mis kandus settebasseini vulkaanilise tegevuse piirkondadest. Seda sissekannet on vaadeldud üsna pideva või pulseeriva protsessina, mis on tajutav üksnes karbonaadikuhjelises basseinis allasurutud terrigeense materjali sissekande tingimustes (Jürgenson, Viiding, 1982). Siiski osutatakse samas ja ka teistes uuringutes (Viiding, Oraspõld, 1978) päevakivi autigeensele kujunemisvõimalusele karbonaatkivimites ning ka sagedastele vesiselgetele regeneratsioonilistele ääristele neis esinevatel päevakiviteradel.

Eeltoodu näitab, et päevakivide kujunemise probleem karbonaatkivimites on komplitseeritud ja eri tekkeviisiga päevakivierimite osakaal vajab selgitamist. Paradoksaalsena tundub asjaolu, et metabentoniitide mineraloogia senisel käsitlemisel (Ratejev, Gradusov, 1970; Utsal, Jürgenson, 1971) pole nende kihtide kõrget K-sisaldust ja plastsusekaotust osatud siduda autigeense päevakivi tekkega settes, kuigi keemiliste andmete arvutuslik analüüs peaaegu ei võimalda alternatiivseid seletusi. Ilmselt on põhjuseks olnud traditsiooniliste mineraloogiameetodite piiratus, sest analüüsiga haarati vaid liiva-aleuriidi- (0,25–0,01 mm) ja savifraktsioon (<0,002 mm) ning jäeti kõrvale päevakivide autigeneesi seisukohast võtmespositsioonil olev jämepeeliitne fraktsioon 0,01–0,002 mm. Nagu allpool näeme, andis just selle fraktsiooni uurimine uusi, nähtust paremini mõista võimaldavaid tulemusi.

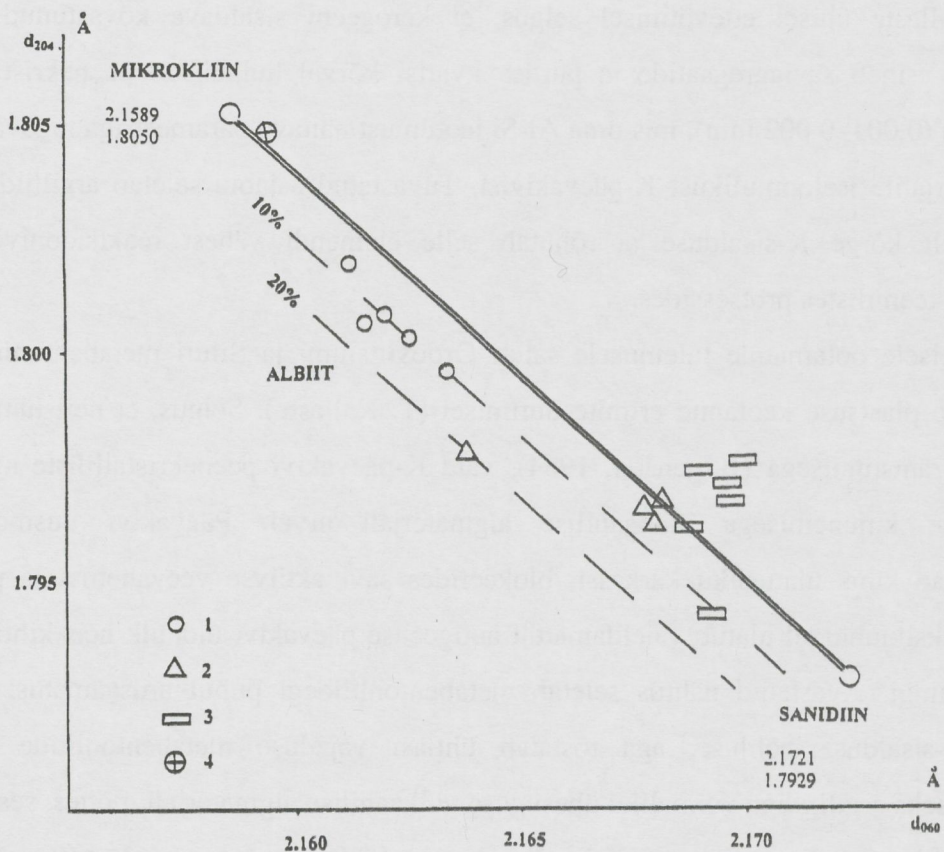
Põhimõtteliselt uut päevakivitekke andmestikku hakati koguma aastail 1980–1990, kui Eestiski rakendati kivimite mineraalse koostise uurimisel ulatuslikumalt röntgenstruktuurset meetodit.

Alam-Ordoviitsiumi argilliidi päevakivikomponendi täpsemal määramisel T. Kurvitsa ja T. Kallaste ühisel ettevõtmisel selgus, et kerogeeni sisaldava kõvastunud argilliidi koostises esineb saviagregaatide ja purdse kvartsi kõrval hulgaliselt peenekristallilist K-päevakivi (0,001–0,002 mm), mis oma Al-Si jaotumust näitava parameetriga tugevasti erineb purdmaterjalile iseloomulikust K-päevakivist. Tuvastatud asjaolu seletab argilliidile omase erakordselt kõrge K-sisalduse ja rõhutab selle elemendi vähest reaktsioonivõimelisust edasistes keemilistes protsessides.

Teisele ootamatule tulemusele satuti Ordoviitsiumi ja Siluri metabentoniitide, eriti aga nende plastsuse kaotanud erimite uurimisel (T. Kallaste). Selgus, et neil juhtudel pole tegemist ränistumisega (Jürgenson, 1964), vaid K-päevakivi peenekristalliliste agregaatide intensiivse kujunemisega vulkaanilise algmaterjali arvel. Päevakivi uusmoodustised kujundavad kihis ulatusliku karkassi, blokeerides savi aktiivse veevahetus- ja punsumisvõime. Üksikjuhtudel ulatub vaieldamatult autigeense päevakivi üldhulk neis kihtides 80%-ni ja enamgi. Avastatud nähtus seletab metabentoniitidegi puhul arusaamatusi tekitanud kõrge K-sisalduse põhjuse, aga tõstatab ühtlasi vajaduse metabentoniitide hoolikaks võrdlemiseks argilliidiga võimaliku ühesuguse vulkaanilise algmaterjali mõttes, sest viimasel ajal on vihjatud vulkaanilise materjali või vähemalt hüdrotermaalsete mõjutuste võimalikule osalemisele argilliidi formeerumisel (Utsal, Kivimägi, Utsal, 1982; Loog, Petersell, 1986, 1990; Žukov, Petersell, Fomin, 1987; Kleesment, Kurvits, 1987).

Niisuguse järeltulega ei maksaks küll kiirustada, sest vajaliku kaaliumi ja lahustunud Si- ning Al-ioonide hulga võivad intensiivse madalatemperatuurilise K-päevakivi tekkeks peale ebastabiilse vulkaanilise tuha laguproduktide anda ka teised geoloogilised protsessid näiteks saviosakeste intensiivne lagundamine K-rikka orgaanilise aine osavõtul, mis võiks loomulikult toimuda kõnealuse argilliidi formeerumisel. Igal juhul väärub vulkanogeenne tekkevõimaluski arvestamist ning hoolikat kontrollimist teiste sõltumatute geoloogiliste näitajate alusel.

Küll aga peame juba praegu nentima, et põhimõttelist vahet autigeensete K-päevakivide formeerumisel argilliidid ja metabentoniitides ei näi olevat. Si-Al korrastatust väljendavate refleksi 204 ja 060 asendi graafikul paiknevad nad lähedastel väljadel tunduvalt eemal normaalsetest magma- ja moondekivimitest pärinevatest K-päevakividest (joonis 6). Reflekside põhjal arvutatud näitaja $Al(T_{10} + T_{1m})$ annab argilliitidegi puhul väärtused 0,5–0,6 juures vastupidi kulutusalt toodud päevakividele, mille puhul see näitaja ei lasku allapoole 0,8 (Kallaste, Pirrus, 1993).

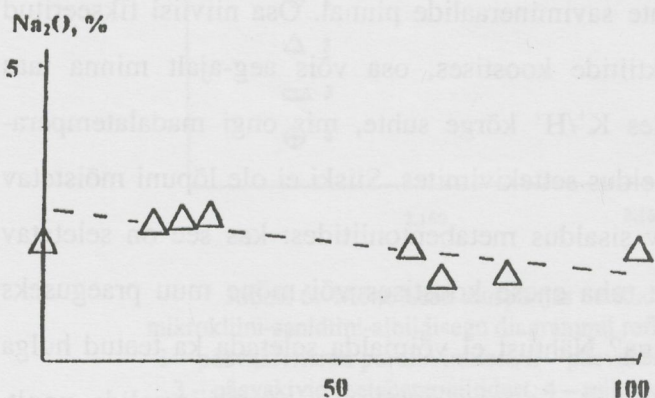
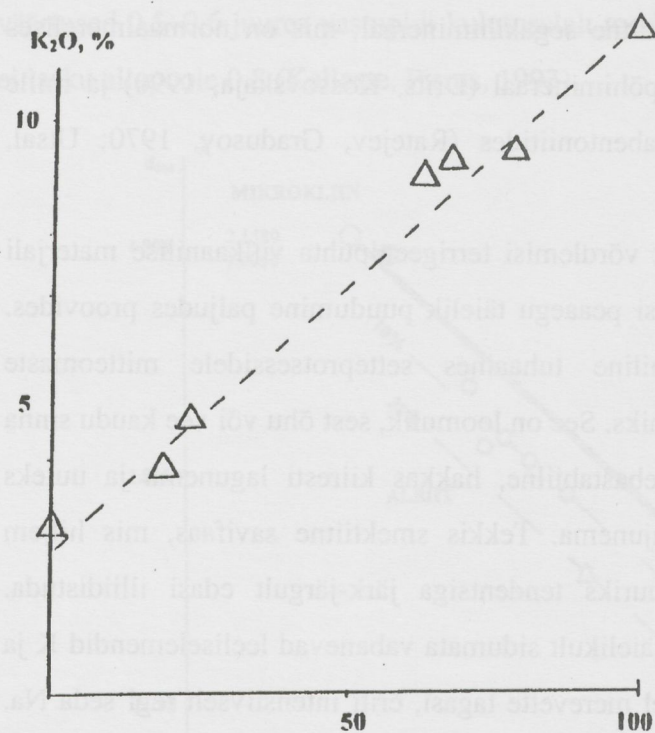


Joonis 6. Mõne Eesti aluspõhjas uuritud K-päevakivigrupi jaotumus mikrokliini-sanidiini-albiidisegu diagrammil refleksi 204 ja 060 mõõtmise alusel:
 1 – päevakiviterad purdkivimitest, 2 – päevakivifraktsioon Tremadoci argilliidist,
 3 – päevakivid metabentoniitidest, 4 – mikrokliini monotera aluskorra kivimist

Erineva litifitseerumisastmega metabentoniidikihtide detailsema uurimise tulemused näitavad veenvalt K fikseerumist kivimis üksnes sanidiinse uusmoodustise koostises. Nii on proovides, mis on kaotanud oma plastsuse, sanidiini refleksi intensiivsus suhtühikutes suurim, K_2O sisaldus kõrgeim (keskmiselt 10,4%), Na_2O sisaldus madalaim (0,14%). Proovides, mis on veel plastsed ning milles sanidiini refleksid on nõrgad, on pilt vastupidine – keskmine K_2O sisaldus on vaid 2,8% ja Na_2O sisaldus suhteliselt kõrge 0,24%. See lausa lineaarne sõltuvus (joonis 7) näitab üheselt, et K-kandja metabentoniitides on just kohaltekkeline sanidiini tüüpi päevakivi, mille koldeline või kogu kihti haarav formeerumisprotsess litifitseerib algse pihustunud savimaterjali vees mittelagunevaks kivimiks. Veel plastsuse säilitanud sanidiinilisandiga kihtides on K_2O sisaldus vahepealne 3,2–9,1% piires ning päevakivi esineb ilmselt savimassi suletud isoleeritud agregaatidena. Taseme 2,0–3,5% K_2O puhul võib sanidiin täielikult puududa ning selle koguse K_2O kandja on savikomponendi hulka arvestades ilmselt illiitsmektiitne segakihtmineraal, mis on normaalmerelises olustikus formeerunud metabentoniitide põhimineraal (Drits, Kossovskaja, 1990) ja mille olemasolu on fikseeritud ka Eesti metabentoniitides (Ratejev, Gradusov, 1970; Utsal, Jürgenson, 1971).

Metabentoniitide näol on tegemist võrdlemisi terrigeenipuhta vulkaanilise materjali kogumiga, millest annab tunnistust kvartsi peaaegu täielik puudumine paljudes proovides. Merepõhja sattununa muutus vulkaaniline tuhaaines setteprotsessidele mitteomaste mineraloogiliste transformatsioonide areeniks. See on loomulik, sest õhu või vee kaudu sinna kantud silikaatne klaasjas materjal oli ebastabiilne, hakkas kiiresti lagunema ja uuteks tasakaalustatud kristallstruktuurideks kujunema. Tekkis smektiitne savifaas, mis hiljem kujunes illiitsmektiitseks segakihtstruktuuriks tendentsiga järk-järgult edasi illiidistuda. Vulkaanilise klaasi lagunemisel jäid aga täielikult sidumata vabanevad leeliselemendid K ja Na. Osaliselt kandusid nad difusiooni teel merevette tagasi, eriti intensiivselt tegi seda Na. Teatud hulk kaaliumi sorbeerus kujunevate savimineraalide pinnal. Osa niiviisi fikseeritud kaaliumist kasutati kahtlemata illiitsmektiitide koostises, osa võis aeg-ajalt minna taas settesisesesse lahusesse, põhjustades selles K^+/H^+ kõrge suhte, mis ongi madalatemperatuurilise sanidiini tüüpi päevakivi tekke eeldus settekivimites. Siiski ei ole lõpuni mõistetav kaaliumi ja tema hilisema kandja kõikuv sisaldus metabentoniitides: kas see on seletatav kõikumistega ka sissekantud vulkaanilise tuha enese koostises või mõne muu praeguseks veel puudulikult tundma õpitud protsessiga? Nähtust ei võimalda seletada ka teatud hulga kaaliumi ajutine sorptsiooniline sidumine kujunevate segakihtsete savimineraalide poolt,

kuna arvutuslik sorptsioonimaht ei taganuks nii intensiivset kaaliumi kontsentreerimist suurema hulga sanidiini kujunemiseks. Tundub usutavamana, et kaaliumi vabanes tuha lagunemisel pidevalt ja sõltuvalt tema merevette eemaldumise võimalustest ta kas lahkus süsteemist või haarati kujuneva K-päevakivi koostisse. Sel juhul ei luba geokeemilised arvestused seletada K ja Al suhtvahekordi, mistõttu mõned uurijad peavad võimalikuks K pidevat lisandumist ka mereveest (Kiipli jt,1997). Igal juhul ei tuleks litifitseerunud metabentoniiti vaadelda kui vulkaanilise materjali ümberkujunemise hilise faasi produkti, vaid kui moodustist, mis tekkis kaaliumi raskendatud väljakande tingimustes basseinis endas, s.t konsolideerumata sette ülemistes kihtides. Selline käsitus seletaks hästi ära nii K_2O muutliku sisalduse Eesti metabentoniitides kui ka litifitseerunud ja plastilisuse säilitanud metabentoniidikihtide sagedase vaheldumise üsna ühesugustes tingimustes formeerunud geoloogilises läbilõikes.



Joonis 7. Sanidiini reflekside röntgenomeetrilise intensiivsuse sõltuvus K_2O ja Na_2O sisaldusest metabentoniidikihis

Kui ülaltoodud arutus on õige, on sanidiini tüüpi autigeense päevakivi kujunemise peapõhjus geokeemilist laadi, s.t anomaalselt kõrge K-sisalduse püsimine silikaatsete mineraalide transformatsioonide toimesfääris. Teised parameetrid: rõhk, temperatuur, soolsus jne ei näi siin mängivat otsustavat rolli.

Nii või teisiti tõdeme metabentoniitide puhul täie selgusega, et autigeense päevakivi moodustumine võib osutuda küllalt kiireks ja tõhusaks kivimite litifitseerimise protsessiks, s.o saviosakeste veega aktiivse koosmõju blokeerijaks. Tõsi, makroilmingutes on see realiseerunud vaid mõnesentimeetritelistes vulkanogeense päritoluga vahekihtides ja sedagi neid mitte tervikuna haarates. Üldfoonilise kristallidevahelise protsessina tuleb seda nähtust siiski silmas pidada. Protsessi laiemale levikule viitavad otseselt ka Eesti karbonaatkivides sagedasti märgitavad ümardumata regeneratsioonilised äärised päevakivide purdteradel, mis, tõsi küll, kivimi kõvastumisprotsessis otsustavat rolli ei mängi, kuna karbonaatide kristallisatsioon selle ülekaalukalt varjutab.

KARBONAATNE TSEMENT

EESTI KAMBRIUMI JA VENDI KIVIMITES

Üldosa

Eesti settekivimilise katte, pealiskorra alumise terrigeense osa, Vendi ja Kambriumi setendite steriilsus sedimentogeneetilise karbonaadi suhtes on üldtuntud. Selles kuni 200 m paksuses settekivimi lasundis ei ole moodustunud ühtegi lubjakivi vahekihti ning peaaegu täielikult puuduvad kivimites ka lubiainest kodadega fossiilid. Kõik see annab ühemõtteliselt tunnistust karbonaadikuhje keelustatusest selleaegsetes settebasseinides, mille algpõhjus oli ilmselt kliimaatiline faktor – basseinide paiknemine lõunapoolkera jahedas kliimavöötmes, kus tollase atmosfääri kõrge süsinikdioksiidi sisalduse tõttu ei saanudki basseinivees olla lubiaine sadestumiseks vajalikke tingimusi. Olukord muutus alles Hilis-Kambriumis, kui Eesti lähialadel Rootsis, Poolas ja Venemaa Kaliningradi oblastis ilmusid Kambriumi läbilõikesse esimesed sedimentogeneetilised lubjakivikihid.

Sellisel settimistingimuste foonil paeluvad erilist tähelepanu sekundaarse postsedimentatsioonilise karbonaadi ilmingud vaadeldavas läbilõikes, mis liivakivides-aleuroliidides esineva tsemendi ja selle hilisema konkretsioonilise ümberpaigutuse näol on seal olemas ja esialgset käsitlemistki leidnud (Pirrus, 1977). See hilisem karbonaaditekke staadium on olulist osa mänginud nii kivimite tugevusparameetrite kujundamisel kui ka lasundis liikuva põhjavee filtratsioonitingimuste kontrollimisel. Isoleerituna sedimentogeneetilistest karbonaadiilmingutest, pakub selle nähtuse uurimine ka üldlitololoogilist huvi, valgustades kivimikompleksis toimuvate väheuuritud postsedimentogeneetiliste (katageneetiliste) sündmuste kulgu.

Käesolev uurimus jätkab eelnenud töödega kogutud andmestiku täiendamist ja seda eelkõige petrograafilisel-morfoloogilisel tasemel, esitades kokkuvõtte karbonaatse tsemendi iseloomust kivimites kõigi põhiliste stratigraafiliste üksuste kaupa. Uuringu aluseks oli 140 petrograafilist õhikut, mis pärinevad Eesti ja Põhja-Balti (Lääne-Läti) alalt, kus Kambriumi ja Vendi kivimid paiknevad väikese sügavuse (alla 1 km) vööndis. Otsustades kvartsregeneratsiooniliste tsementeerumisenähtete peaaegu täieliku puudumise järgi, ei ole vaadeldavad kivimid paiknenud ka varasematel geoloogilistel ajajärkudel oluliselt suuremas sügavuses (mitte üle 2 km). Selle tõenduseks on kivimite üldine nõrk litifitseerumisaste, mille avalduseks on paljude liivakivide pudedus, kivimite kõrge poorsus, savide säilinud plastsus

jne. Teisisõnu, vaadeldava kompleksi kivimid on kogu oma geoloogilise ajaloo kestel asunud põhjavee vööndis, mistõttu kivimites aset leidnud sekundaarsed muutused modelleerivadki diagenetilisele tihenemisprotsessile järgnenud katageneesistaadiumi sündmusi.

Lühidalt on karbonaatide ilminguist vaadeldavates Kambriumi ja Vendi kivimites teada järgmist: silmaga jälgitav karbonaatne tsement piirdub enamasti Kambriumi läbilõikeosaga, lamavasse Vendi tungib ta vaid ülaosas (Voronka kihistus) ning ainult üksikjuhtudel on teda registreeritud ka kõige alumises Gdovi kihistus. Siinkohal olgu märgitud, et karbonaatne tsementatsioon sideriitsete konkretsiooniliste moodustiste kujul on laialt levinud ka Vendi keskosas Kotlini kihistu savides, kuid seal on ta spetsiifiline diagenetiline nähtus, mis peegeldab settimisolukorda basseinis ning ei oma liivakivides-aleuoliitides täheldatava karbonaaditekkega mingit morfoloogilist, geokeemilist ega tekkeloolist seost (Pirrus, 1981).

Liivakivides-aleuoliitides tsemendina formeerunud karbonaat haarab läbilõiget selekteerivalt. Võib kindlalt öelda, et seda tüüpi tsement väldib täielikult ühtlaseilmelisi väljapeetud paksusega hästi sorteeritud koostisega liiva-aleuoliidikehi (Kesk-Kambriumi Paala ja Ruhnu kihistu, Alam-Kambriumi Soela, Vaki, Sõru ja Tiskre kihistu) või siis ilmneb järk-järgult tugevneval kujul üksnes nende allosas. Seevastu karbonaatne tsement on ilmekalt esindatud savilasunditega põimuvates õhemates aleuoliidi või liivakivikihtides (Lükati ja Lontova kihistu, vähem esinduslikumana Irbe kihistus). Erakordne on karbonaatne tsement sageli Ordoviitsiumi–Kambriumi piiritasemel, kus ta õhukese (0,1–0,3 m), kuid äärmiselt tugeva lubjakivi meenutava kivimina moodustab lamava Kambriumi pealispinnal monoliitse kihi. Seda siiski vaid juhtudel, kus Ordoviitsiumi basaalosa Kallavere kihtide näol puudub või on tugevasti redutseerunud. Tüüpilisemal kujul esineb see piiritsementatsioon läänepoolsetes läbilõigetes (Kuramaa, Virtsu pa Eestis jt).

Karbonaatse tsemendi kirjeldatud jaotuspildist võib teha järelduse, et tsemendi sadestumiseks kivimite poorides olid soodsaimaks olukorrad, kus külgnevad savikivimid tõkestasid või piirasid tsementeerivate lahuste liikumist, kus neist külgkivimeist võis pärineda ka vajalik karbonaadiressurss ja kus puudus võimalus karbonaadi hajumiseks intensiivselt tsirkuleerivasse põhjavette.

Märkigem veel, et silma torkab karbonaatse tsemendi peaaegu täielik puudumine savikamates aleuoliidierimites, sest ilmselt välistas saviosakeste olemasolu vastavate lahuste liikumise kivimis. See algne järeldus sai kinnitust ka õhikute analüüsil.

Karbonaat haarab tugevama tsementatsiooniastmega kivimites 20–30% kivimi mahust, hõivates suurema osa vabast pooriruumist. Sagedased on ka sellest madalamad sisaldused.

Mineraloogiliselt esineb karbonaatne tsement valdavalt dolomiidina. Kaltsiitne komponent peaaegu puudub või ilmneb märgataval kujul lasundi ülaosas, teadaolevalt Ordoviitsiumi basaalosas Kallavere kihistus (Oja, Pirrus, 1986). Vastupidi kaltsiumile, mille osaluses ilmneb defitsiitsus, sisaldab dolomiitne komponent märgatavas koguses rauda, mille osakaal läbilõike allosa suunas näib pidevalt suurenevat (Pirrus, 1977). Kohati läheneb mineraali koostis juba paraankeriidile. Raua asend dolomiidi struktuuris pole lõpuni selge, kuid on isomorfse lisandina üsna ilmne. Üheskoos näitab selline katiooniline koostis veenvalt, et karbonaatne komponent vaadeldavas läbilõikeosas moodustus põhiliselt nn sisemise ressursi arvel. Mineraloogilistel ümberkujunemistel (kloriidid, rauamineraalid) vabanesid algkivimist just Mg- ja Fe-ioonid, mis fikseeritigi kujuneva karbonaadi koostises. Ca sai pärineda üksnes läbi kivimi aeglaselt filtreeruvast põhjaveest, millest siis ka tema allasurutud osa tsemendiilmingutes.

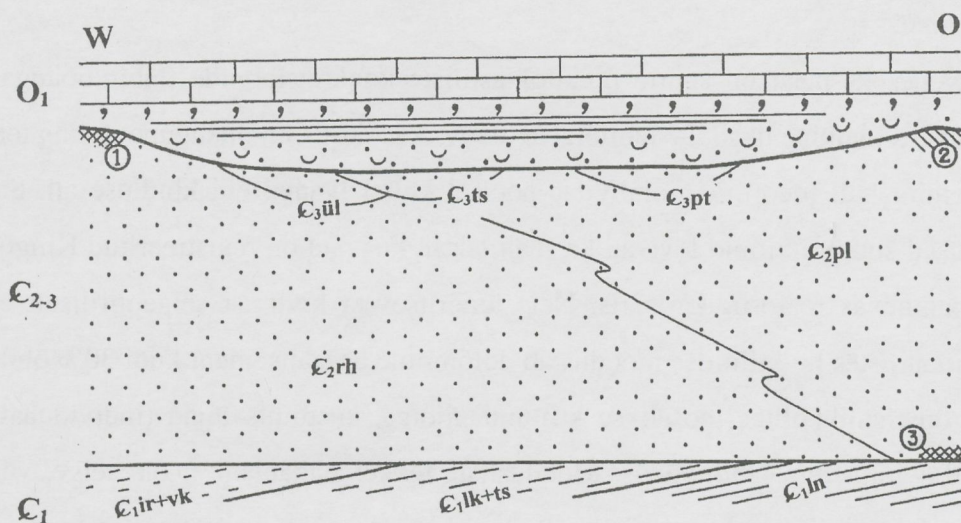
Peale purdterakesi liitva tsemendi esineb karbonaat Kambriumi kivimeis mõnikord ka soontena, täites kivimites juba nende tsementeerumisajal olemasolevaid lõhesid. Enamasti on need sooned vaid mõni mm paksud. Et lõhetäidetes soontena esinev karbonaat on ühealine tsemendi põhimassiga, seda näitab nende identne koostis (Pirrus, 1977). Peale soonte kujundab tsementeeriv karbonaat kivimis ka mitmesuguses suuruses poikiliitseid konkretsioone (hernesliivakivi), harvemini üksikuid hiidkristalle. Nendegi koostise võrdlus tsementeeriva põhimassiga annab tunnistust ühtsest tekkeviisist ja -ajast.

Ette tuleb ka karbonaatse komponendi hilisemaid ümberpaigutusi. Üksikjuhtudel on leitud zeoode või druuse, mille keskosa (või hilisem generatsioon) on moodustunud vesiselgetest kaltsiidikristallidest. Ilmselt on nähtus seotud karbonaatsete kogumite hilisema isepuhastumisega, mille tulemusel algne keeruka ja ebapüsiva koostisega dolomiit-parankeriit asendub tekkinud tühemike suunas püsivama kaltsiidiga. Protsessi kulgemist sel viisil tõendab niisugustel uusmoodustistel säilinud dolomiitne ümbris või vähemasti aluspind.

Sellistele üldseaduspärasustele toetudes vaatame allpool karbonaatsete tsemendi-tüüpide erisusi erinevatel stratigraafilistel tasemetel, seejärel tsemendi suhet teiste autigeen-sete mineraalidega ja võtame kokku saadud materjalist tulenevad geneetilised järeldused.

Ülem- ja Kesk-Kambrium

Kambriumi läbilõike ülemine osa on stratigraafiliselt keeruka ehitusega ja horisontaalsuunas erineva täiuslikkusega. Ülem-Kambriumis on eristatavad Tsitre, Ülgase ja Petseri kihistu ning Kesk-Kambriumis Paala ja Ruhnu kihistu, mida lähemate naaberalade suunas jätkavad veel Sablini (idas) ja Deimena kihistu (lõunaedelas). Kõik nimetatud stratigraafilised üksused on esindatud võrdlemisi ühesuguste kivimitega: madalamereliste peeneteraliste liivakivide (0,25–0,1 mm) või jämedateraliste aleuroliitidega (0,1–0,05 mm), milles vaid aegajalt kohtab savikamate kihtide õhukesi, mõne sentimeetri paksusi vahekihikesi. Kusagil ei esine need kihistud koos ühes läbilõikes. Nad asendavad üksteist ruumis läätsjate kehadena, mistõttu nende eristamine on praktikas raske ja tugineb üksnes neis leiduva äärmiselt napi paleontoloogilise materjali analüüsile. Mõned nimetatud stratigraafilistest üksustest levivad lokaalselt ja fragmentaarselt, tihtipeale vaid mõne meetri paksusena (Ülem-Kambrium). Äärmiselt üldistatuna võib vaadeldava läbilõike ehitust ette kujutada järgmise skeemina (joonis 8).



Joonis 8. Karbonaatse tsemendi levik Kesk- ja Ülem-Kambriumi liivakivide kompleksis:
 1 – tugev laustementeerumine kontaktil lasuva Ordoviitsiumiga läänepoolsetes läbilõigetes,
 2 – karbonaatne tsement suurte (kuni 2 cm) poikiloklastidena liivakivis,
 3 – lokaalselt leviv laustementatsioon kontaktil lamava savilasundiga

Stratigraafilisele komplitseeritusele vaatamata võib käesoleva probleemi käsitlemisel vaadelda seda läbilõikeosa kompaktselt, tinglikult ühtse kivimikehana, sest on ju kõikide nimetatud kihistute lähedase koostisega kivimid postdiageneetilisel staadiumil läbi teinud ühesuguse arenguloo. Lasudes katva Ordoviitsiumi lubjakividest koosneva kompaktselt veepideme all selle vahetus mõjutsoonis ja lamades Alam-Kambriumi võrdlemisi tasaseks

kulutatud pealispinnal, olid vaadeldavad kivimikehad pikka aega neis aeglaselt tsirkuleeriva põhjavee ühtne tegevusareen ning kujutavad endast tänapäevalgi Ordoviitsiumi–Kambriumi veekompleksi üht osa. Tõsi küll, selle lasundi lamamiks võivad olla erineva põhjavee-karakteristikaga kivimid, kord Alam-Kambriumi Tiskre ja Soela kihistu samailmelised liivakivid (põhjas ja läänes), kord Lükati või Lontova kihistu savid (kagus). Mingil määral muudab see asjaolu mineraliseerivate lahuste vertikaaltsirkulatsiooni vaadeldava lasundi eri osades, kuid selle tulemused ei kajastu siiski nähtaval kujul neid saatvates tsemendat-siooniprotsessides.

Niisiis on ühtsena vaadeldav Ülem- ja Kesk-Kambriumi liivakas aleuriitne lasund kivimiliselt suhteliselt homogeenne ja seejuures nõrgalt tsementeerunud, mistõttu puurimis-töödel ei õnnestu sellest enamasti monoliitset südamikku saada (Pirrus, 1992). See näitab, et ka teisene karbonaatne tsement levib neis kivimeis piiratult, mis võib viidata koguni algse tsemendi redutseerumisele selles põhjaveele avatud liivalasundis.

Tõepoolest, karbonaatne tsement on kõigis nimetatud stratigraafilistes üksustes pigem erandlikuks anomaalseks nähtuseks kui tüüpiliseks ilminguks. Siiski levib ta seal kolmel erineval viisil.

Esimeseks neist on suurte poikiloklastiliste konkretsioonide (läbimõõduga 1–3 cm) sporaadiline esinemine üksikute läbilõigete ülaosades. Eestis on niisugune ilming teada Narva jõel, õigemini küll jõeoru kanjoni Vene-poolisel küljel Ivangorodi kindluse all. Sama tüüpi karbonaatsed suurpoikiliidid levivad ka sealt edasi, kus nad on registreeritud Kingisepa linna lähedal paiknevas fosforiidikarjääris. Neis ümbritsevast kivimist selgepiirilisel eristuvates konkretsioonilistes poikiliitides moodustab dolomiitne basaaltsement kuni 30% õhikupinnast. Tsement on ristnikkolites mosaiikse kustumispildiga, kustumisväljad (individuaalkristallid) on suured – mitu mm läbimõõdus. Moodustiste tekkemehhanism ei ole selge, võimalik, et neis avaldub mingil viisil lasuva Ordoviitsiumi katendi mõju, millest annab tunnistust nende levik üksnes lasundi piiratud ülaosas. Dolomiitne koostis on aga sel juhul raskesti seletatav.

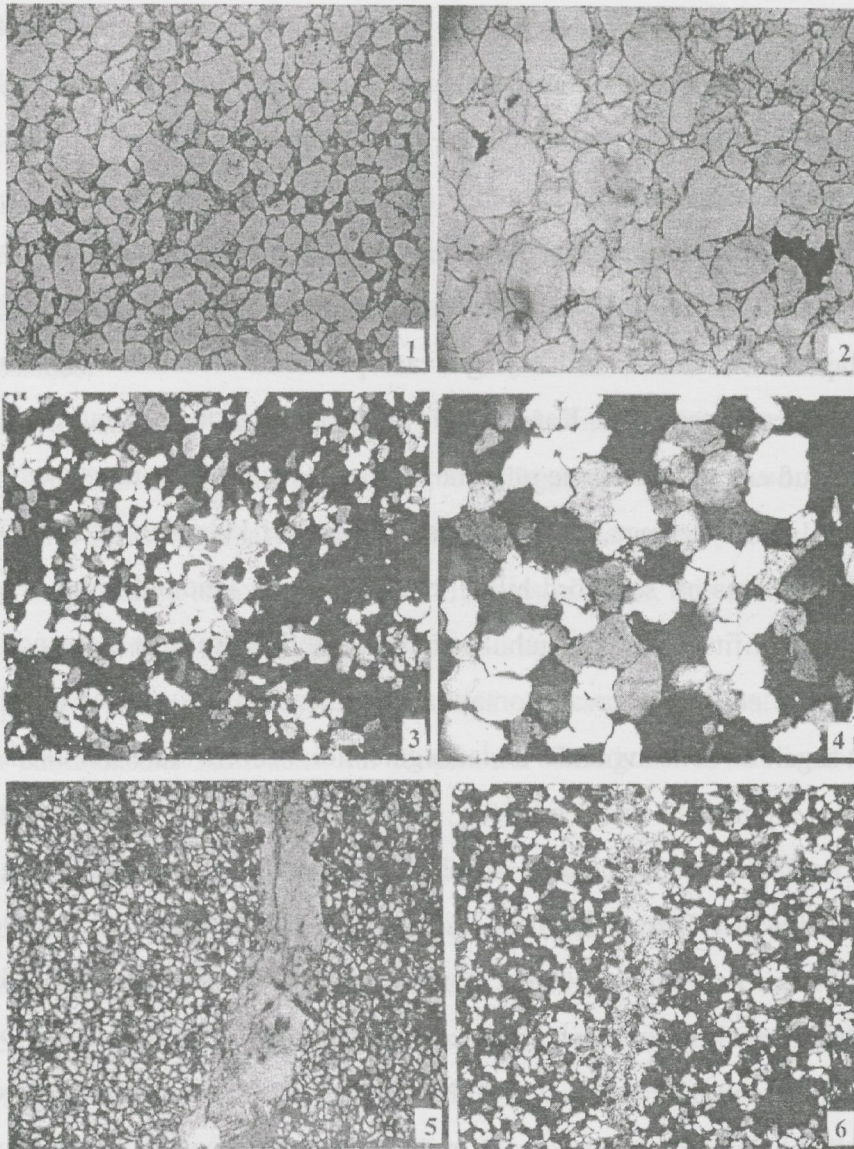
Teiseks tsemenditüübiks on ilmne Ordoviitsiumi lasumi mõjutus vahetult vastu selle piiri paiknevas 0,5 m paksuses liivakivivööndis, mis paljudes Lääne-Läti läbilõigetes (Talsi, Skruna, Aispute) moodustab kompaktse kohati lausa lubjakivi meenutava kivimi. Õhikute analüüs näitab aga teatud erinevusi, võrreldes eespool märgitud poikiliitse tsemenditüübiga. Nimelt on karbonaadi osakaal selles väliselt katkematult leviva tsemendi puhul väiksem, kuid seejuures püsivam, moodustades kõigis uuritud proovides 15–20% kivimist. Ka käitub tsement vähem basaalsena, säilitab rohkesti kokkupuutepunkte purdterade vahel ja läheneb

niisiis enam pooritaitelisele tsemenditüübile (tahvel I, 1). Tsement on ka seal mosaiikse kustumispildiga, üksikkristallide suurus 0,2–0,5 mm. Kuid tuleb ette ka tunduvalt suuremaid monoorientatsiooniga tsemendilaike (Aispute pa 41, süg 1167,0 m), mis viitab ühisjoontele eespool märgitud poikiliitse tsemenditüübiga. Ka karbonaadi üldsisaldus on suuremate kustumisväljade puhul kõrgem.

Kontaktiala tsementeerumine karbonaadiga tekitab probleeme, millele on veel raske vastata. Esiteks kivimit ühtlaselt läbiv tsementatsioonitüüp, milles karbonaadi sisaldus jääb madalamaks idapoolsetes aleuroliitides jälgitavast poikiliitse tsemenditüübi omast, jättes purdteradele ka kokkupuutepunkte. Kas on selle põhjuseks purdterade suuremad mõõtmed, mistõttu nad ei olnud enam basaalsesse tüüpi laiali nihutatavad? Või toimus tsementeerumine kiiresti, kõigist külgedest korraga, mistõttu teradel polnudki kuhugi nihkuda? Võimalik on kolmaski seletus: protsess oli sedavõrd hiline, et algkivim oli jõudnud mingi teise tsemendi toimel juba osaliselt litifitseeruda. Sel juhul redutseeris selle primaarse tsemendi agressiivne karbonaat. Lisagem, et kirjeldatavat kontaktiala tsementeerivad protsessid olid keeruka kemismiga, sest sageli on selles vööndis leida ka galeniidi, harvem sfaleriidi üksikkristalle.

Kolmanda anomaalse tsemenditüübi Kesk-Kambriumi liivakivides leiab nende alumisel pinnal kontaktil lamavate Alam-Kambriumi savidega. Niisugune ilming leiti Tosna jõel paiknevast paljandist (tahvel I, 2), kus kõik näitajad sarnanevad ülalkirjeldatud piirikihtides täheldatud tsementatsioonitüübiga: tsement on pooritaitelis-basaalset laadi, haarab ca 20% kivimimahust, täheldatavad on sulfiidsed kaasnähtused, monokristallina orienteeritud tsemendilaiad on suured, ületades 2–3 mm. Nähtavasti on sellelgi piiril aset leidnud teatud metasomaatilist laadi ainevahetusprotsessid, mille genereerijaks võib olla nii lamava savilasundi poolt tõkestatud mineraliseerivate lahuste normaalne liikumistee kui ka savilasundist aegamööda eristuv omapärase kemismiga lisavesi.

Ülejäänud vähetsementeerunud Kesk-Kambriumi liivakivides-aleuroliitides karbonaadne tsement puudub, seejuures ka väliselt enam tsementeerunud vahekihtides. Poorsus neis kihtides on kõrge 20–32% (meenutagem, et samad kihid on Lõuna-Balti naftailmingute peamised kollektorid). Vaid üksikuhtudel võib leida hargnevate kontuuridega karbonaadi-tombukesi (tahvel I, 3), mis ei moodusta üle 2–3% kivimist ja mille mosaiikne kustumispilt on analoogiline Alam-Kambriumi tsementatsioonitüübiga. Võib arvata, et need on esimesed ilmingud kogu Kambriumi läbivast foonilisest karbonaadimoodustumisest, mis tugevneb oluliselt Alam-Kambriumi mõnel tasemel.



Karbonaatne tsement Kesk- ja Alam-Kambriumi kivimites

1. Valdavalt pooritaiteline või nõrgalt basaalne dolomiitne tsement Kesk-Kambriumi liivakivis kontaktil lasuva Ordoviitsiumi lubjakivikompleksiga. *Deimena kihistu. Skrunda pa (Läti), süg 1293,7 m.* 100x
2. Valdavalt pooritaiteline dolomiitne tsement Kesk-Kambriumi liivakivis kontaktil lamava Alam-Kambriumi saviga, saadetuna sulfiidsetest mineralisatsioonilmingutest. *Sablini kihistu. Paljand Tosno jõel (Venemaa, Leningradi obl).* 100x
3. Kesk-Kambriumi liivakivilasundi keskosas formeerub karbonaatne tsement harva ja on esindatud üksikute hargnevakontuuriliste tompudena. *Deimena kihistu. Engure pa (Läti), süg 1039,5 m.* 50x
4. Purdterade konformne sobitatus on omane Balti nõo teljeosa Kambriumi kivimitele näiteks Lääne-Lätis, kus kivimid paiknevad suures sügavuses (1–1,5 km) ja on allunud tugevale rõhule. Struktuuri kujundamisel võisid osaleda ka selektiivsed lahustumisprotsessid terade kontaktpindadel, kuigi kvartsi regeneratsioonilisi uutmoodustusi ei täheldata. Selline sobitusstruktuur tagab aleuriitsele kivimile tugeva sidususe ja tõkestab samas karbonaatse tsemendi kujunemise raskendatud läbitavusega pooriruumis. *Irbe kihistu. Kronauce pa (Läti), süg 1334,8 m.* 150x
5. Karbonaatse aine hilisemal ümberpaigutusel lõhetühemikesse omandab dolomiit selgemad kristallograafilised piirjooned. *Lükati kihistu. Kavastu pa F-145, süg 66,0 m.* 25x
6. Sagedasti haaratakse lõhes kujuneva karbonaadisoone koostisesse ka hulgaliselt ümbriskivimi purdteri, mis viitab tsemendi ja lõhetäite kujunemise suhtelisele üheaegsusele. *Lükati kihistu. Koplil savikarjäär.* 50x

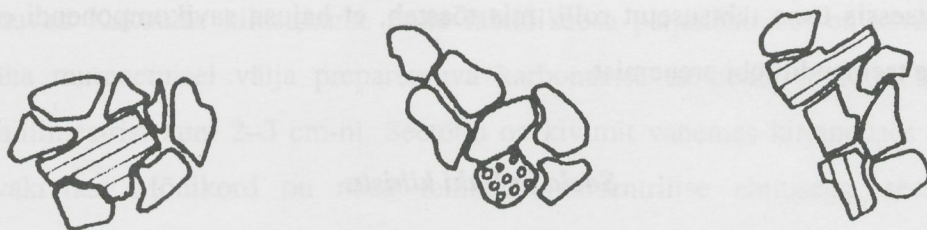
Kokku võttes võib öelda, et regiooni Kambriumi läbilõike ülemine liivakivikompleks on suhteliselt karbonaadi vaene, kuid selle ilmingute paiknemine läbilõikes on huvitav. Tugevamad ja silmatorkavad, kuid samas ka väikesemahulised tsementatsioonilmingud esinevad üksnes lasundi piirialadel lasumi ja lamamiga, jättes puutumata kogu liivakeha ülejäänud 20–40 m paksuse põhiosa (joonis 8). Selle nähtuse lõplik tõlgendamine jääb edasise uuringu ülesandeks, kuid nähtavasti võib juba praegu väita, et karbonaatne tsementatsioon sai aset leida üksnes põhjavee mõnevõrra tõkestatud liikumisvööndites, olgu kas või külgnevate kivimite lisamõjutusel.

Alam-Kambrium

Irbe kihistu

Alam-Kambriumi kõrgeim tase Eesti lääneosas on esindatud Aisčiai-aegse mere transgressioonimaksimumil kujunenud savikate setenditega, milles aeg-ajalt tuleb ette ka savipuhtamaid aleuroliidi vahekihte. Vaid nendes vahekihtides ilmneb karbonaatse tsemendi ilminguid, kuid üldiselt nõrgal kujul. Enamuses Eestile lähedastes Lääne-Läti puuraukudes (Talsi, Kronauce, Skrunda, Kolka, Bernate), kus seda nähtust on õhikutes enam uuritud, esineb tsement üksteisest isoleeritud laikude-tompudena, mille läbimõõt püsib enamasti 0,1–0,4 mm piirides. Need tombud on tavaliselt monokristallilised ja paiknevad üksteisest vahekaugustel, mis ületavad kuni 10 korda tombukeste eneste mõõtmed. Märksa harvemini leiab omavahel liitunud mitmest algtoombust koosnevaid mosaiikselts orienteeritud liitvorme (poikiliite), veelgi harvemini üksikult paiknevaid pisiromboedreid (0,05 mm), mis purdteri endasse ei haara. Enamasti ei ületa karbonaatne tsement neis kivimites 2–5% õhiku pindalast. Vaid ühel juhul (Kolka pa) moodustab karbonaatne tsement aleuroliiti tervikuna läbiva basaalse tsemenditüübi, milles purdterad on üksteisest eemale nihutatud umbes poole teraläbimõõdu võrra. Kuid sellelgi juhul jääb tsementeerunud kivimiala vahele karbonaadist puutumata savikamaid tasemeid, kus purdterad on üksteisele maksimaalselt lähendatud ja annavad kivimile teradevahelisest kohandusest hõõrdejõule tugineva tugevuse (joonis 9). Selline purdterade konformne sobitatus on üldse omane Lääne-Läti läbilõigetele (tahvel I, 4) ja annab ettekujutuse suurtest rõhkudest nende kivimite tihenemisel ning isegi võimalikest lahustusprotsessidest terade kokkupuutepindadel. See on arusaadav, sest siinse läbilõike tänapäevanegi lasuvussügavus on ligilähedaselt 1 km ja minevikus võis see olla veelgi suurem ning läheneda kriitilisele tasemele, kus sedalaadi struktuurid kujunevad. Eesti alal selliseid struktuure Irbe kihistus ei ole täheldatud, mis võib tuleneda ka ebapiisavast uuritusest. Igal juhul näitavad kõik kirjeldatud nähtused, et Irbe kihistus ei olnud soodsaid tingimusi karbonaatse tsemendi kujunemiseks. Ühelt poolt takistas seda kõikjal hajusalt paiknev saviaine, teisalt aga äärmiselt tihendatud purdterade karkass, mis mõlemad takistasid mineraliseeriva põhjavee liikumist kivimites. Seda suuremat huvi pakub aga väheste karbonaaditompude tekkeviis: karbonaatsete poikiliitide sisemuses on kvartsi terad üksteisest eemale nihutatud nagu teistelgi Alam-Kambriumi tasemetel Eesti alal, kus muuseas purdterade üksteisega sobitumist sellisel määral ei ole täheldatud. See viib mõttele, et karbo-

naatsed tsemenditombud Irbe kihistus formeerusid enne kivimikarkassi lõplikku tihenemist ning on varasema tsementeerumisprotsessi tunnistajad. Niisugune arutus on kooskõlas ka tõenäolise tsementeerumise edasise peatumisega pärast pooride sulgumist mineraliseerivate lahuste liikumise tõkestatuse tõttu.



Joonis 9. Ümardumata purdterade vaheline sobitusmehhanism seostab peeneteralise kivimi hõõrdejõuga ja takistab tsementeerivate karbonaadilahuste sissetungi kivimisse. Viirutatud – päevakivi, täpiline – glaukoniit, hele – kvarts (joonistused õhikutest)

Üldiselt näitab karbonaatse tsemendi vähesus Irbe kihistus selle aineressursi algset piiratust kivimite formeerumisel, mis omakorda võis olla seotud ka savidest väljapressitava elisioonivee kergema hajumisega ümbritsevasse kivimimassi, mida soodustas aleuriitse fraktsiooni rohkus savides, bioturbatsioonil kujundatud tekstuuriid ja muudki asjaolud. See tõttu ei andnud ka see allikas karbonaatide sadestamiseks vajalikke lokaalseid kontsentratsioone, kuna erinevatest kivimitest ei kujunenud selleks piisavalt suletud süsteeme.

Vaatamata karbonaatse komponendi piiratud osalusele Irbe kihistu kivimite tihendamisprotsessis, on viimaste jääkpoorsus suhteliselt madal 10–16%, tõustes vaid üksikjuhtudel 23%-ni. See on hästi seletatav suurema rõhuga kivimite kujunemisel, arvestades hajusa saviaine rohkust üldises kivimimassis.

Irbe kihistus on levinud veel teisigi autigeenseid moodustusi, mille omavaheline geneetiline seos on keerukas. Siin on tasemeti rohkesti glaukoniiti, seejuures erineva ja osaliselt pleekunud (oksüdeerunud) värvuskarakteristikaga. Glaukoniidi välispinnal on leidnud aset läbipaistmatute raudhüdrosiidide moodustumine, mis võis anda algimpulsi seal tasemeti levivate götiidiooidide tekkele. Üksikutes proovides on täheldatud lamelliläätседena leviva šamosiidi (kihtvõrega rauasilikaadi) kujunemist, mõnikord kohtab ka püriidi framboidaalseid kerakesi või isegi nendest moodustunud võrkjaid agregate. Raudoksiididega samal tasemel võib redutseeritud tsoonides leida ka sideriidi mugulaid või teiseselt tükeldatud kihifragmente. Selle taseme kivimeist on teada ka galeniidi pisikristalle. Mõistagi on kõik need autigeneesiilmingud mõjutanud ka põhikivimi kollektoriomadusi, kuid nende osakaal on siiski väike. Suurem osa nimetatud moodustistest on diagenetilisest tekkeviisiga, s.t kujun-

danud kivimite omadusi enne uuringus käsitletava karbonaatse tsementatsiooni algust. Ka on valdav hulk huvitavatest autigeensetest mineraalidest seotud Irbeni ea spetsiifilise nähtuse – ooidsete rauamaakide kujunemisega, mida on juba eraldi käsitletud (Pirrus, 1986).

Kokku võttes tuleb veelkord rõhutada, et karbonaatne tsement mängis Irbe kivimite kõvastusprotsessis üsna tähtsusetut rolli, mis tõestab, et hajusa savikomponendi olemasolu takistab selle tsemenditüübi arenemist.

Soela ja Vaki kihistu

Aisčiai seeria basaalosa liiva-aleuriidilasundi madalveeline Soela (läänepoolsetes läbilõigetes Irbe kihtide all) ja Vaki (idapoolsetes läbilõigetes mõlemaid eespool märgitud lateraalselt asendav) kihistu ei sisalda tugevamini tsementeerunud tasemeid ja karbonaatset komponenti pole neis tänaseni registreeritud. Selles suhtes kujutavad nad Ülem- ja Kesk-Kambriumi liivalasundi keskosa täielikku analoogi, olles nendele lähedased nii oma kivimilise iseloomu kui ka paksuse ning arvatavasti ka põhjavee tsirkuleerimisrežiimi poolest. Igal juhul puudusid seal tingimused sekundaarse tsemendi tekkeks (ja säilimiseks?), mistõttu nende käsitlemisel tuleb arvestada kivimite erakordse pudedusega. See kajastub ilmekalt geoloogilisel puurimisel, sest erimenetlusi kasutamata ei saa neist kihtidest monoliitset südamikku, mistõttu ka geoloogiline informatsioon nende kohta on puudulik.

Tiskre kihistu

Ligilähedaselt samad sõnad tuleb öelda Liivi seeriat lõpetava regresseeruva mere Tiskre kihistu peenliiva-aleuroliidilasundi kohta, mis 15–20 m lasundina avaneb Eesti paekaldas ja satub sageli inimtegevuse mõjupiirkonda. Kihistu ülaosa on kõige nõrgemini tsementeeritud kivim Eesti Kambriumis: puursüdamikkes väljatakse seda enamasti lahtise hiivana, mis ei anna olulist teavet algmaterjali sidususe kohta. Enam tsementeerunud püstisi paljandiseinu annab kivim vaid paljandites, kus temast aeglaselt välja nõrguvad põhjaveed jätavad aurustudes maha mingeid tsementeerivaid mineraalmoodustisi: karbonaate, kipsi, jarosiiti, rauahüdroksiide jt, mille eritistest moodustub purdterade vahel õhuke kelmeline sidusus, mis koos algse savikomponendiga annabki paljandite välispinnal kivimile ajutise pangaselise tugevuse.

Just Ordoviitsiumi-Kambriumi põhjaveetaseme pidev liikumine selles kivimi-kompleksis läbi geoloogiliste ajalõikude on ilmselt kivimite tsementeerimatuse peapõhjus vähemasti Eesti põhjaosas, kus kihistu ongi levinud.

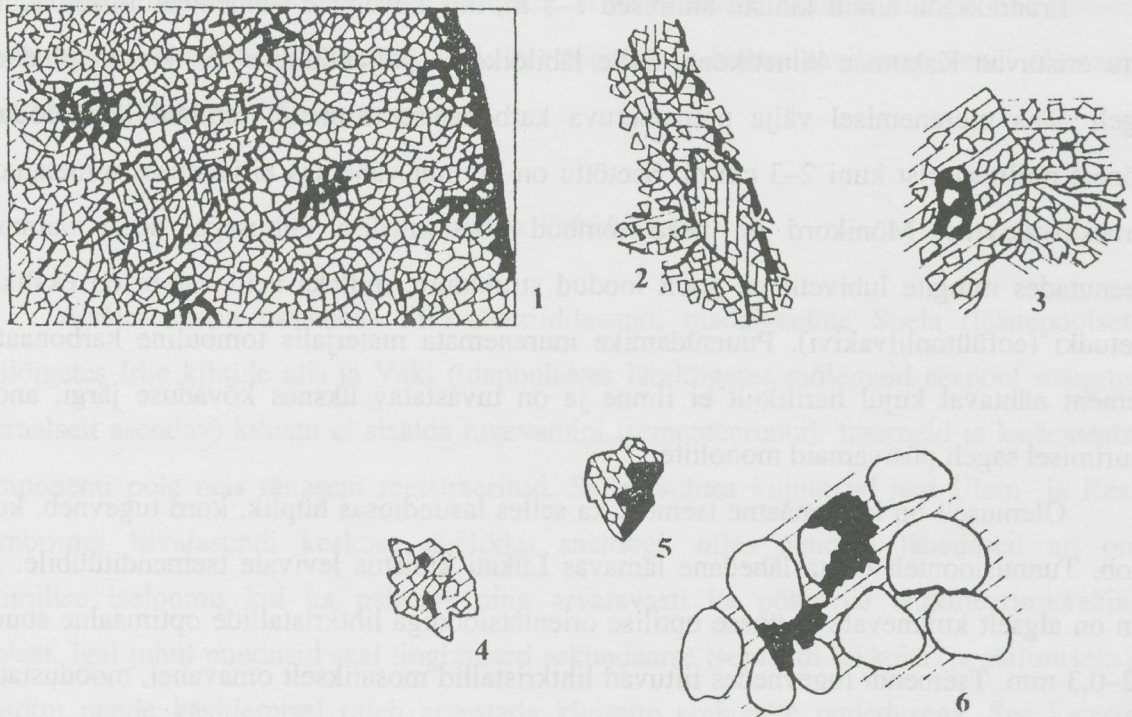
Erandiks on ainult kihistu alumised 1–5 m, mis kõvemate tsementeerumisomaduste tõttu eristuvad Kakumäe kihistikuna. Selle läbilõikeosa paljandumisel on kivimi pindadel sageli näha murenemisel välja prepareeruva karbonaatse tsemendi tombud läbimõõduga mõnest millimeetrist kuni 2–3 cm-ni. Seetõttu on kivimit vanemas kirjanduses nimetatudki hernesliivakiviks. Mõnikord on need tombud kontsentrilise ehitusega, seest täitmata, meenutades mingite lubivetikate poolt loodud struktuure, milleks neid varem on ekslikult peetudki (eofüütonliivakivi). Puursüdämike murenemata materjal is tombuline karbonaatne tsement nähtaval kujul harilikult ei ilmne ja on tuvastatav üksnes kõvaduse järgi, andes puurimisel sageli püsivamaid monoliite.

Olemuselt on karbonaatne tsement ka selles lasundiosas hüplik, kord tugevneb, kord kaob. Tunnusjoontelt on ta lähedane lamavas Lükati kihistus levivale tsemenditüübile. Ka siin on algselt kujunevate ja ühese optilise orientatsiooniga lihtkristallide optimaalne suurus 0,2–0,3 mm. Tsemendi tugevnedes liituvad lihtkristallid mosaiikseltselt omavahel, moodustades tombulise põhistruktuuri. Tombud võivad liituda kogumiteks, ahelateks või väljapeetud võrgustikuks, mille sõlmede vahele jääb ikka vähem tsementeerunud kivimi laike. Väljapeetult basaalse tsemendiga kivimeid, mida üksikutel juhtudel võib leida Lükati kihistus, kohtame siin harva.

Suur sarnasus Lükati kihistus jälgitava tsementatsiooniga on arusaadav: külgnevad ju mõlemad kivimid läbilõikes ja on lähedase terastikulise koostisega. Erinevuseks on vaid väljapeetumate savikihtide puudumine Kakumäe kihistikus. Kuid just savikihtide ilmumine Lükati kihistu ülaosa läbilõikesse tõkestas kivimites allapoole liikuvate tsementeerivate lahuste edasipääsu ja mängis otsustavat osa karbonaadi sadestumises Tiskre kihistu allosas. Seetõttu on igati õigustatud selle tsementeerumisilmingu käsitlemine geneetilises mõttes analoogilisena Lükati kihistus jälgitavaga.

Oluliseks erinevuseks Tiskre kihistu allosa Kakumäe kihtide juures on ehk nende tugev sekundaarne püriidistumine, mis on omane kogu Tiskre kihistule. See püriitne mineralisatsioon tungib purdkivimitesse nii hajuskristallidena kui ka konkretsioonide ja konkretsiooniliste soontäidetena, hävitades intensiivse sissetungi korral suure osa varem kujunenud karbonaatsest tsemendist, mille kohta võib õhikutes leida ilmekaid näiteid (joonis 10). Intensiivne püriiditeke Tiskre kihistus on ilmselt suures osas seotud Alam-Ordoviitsiumi

kerogeense kilda hilisema kujunemisega lasumis, millele viitab nähtuse kordumatus ülejäänud läbilõikeosas. Muidugi võib tegemist olla ka mitmesuguste püriidigeneratsioonidega, kuid märgitud asjaolu näib olevat prevaleeriv.



Joonis 10. Dolomiitse tsemendi suhe püriidiga

Harilikult ignoreerib hilisem püriidigeneratsioon kivimi lõhedes varem kujunenud karbonaati (1) või söövitab seda üksnes välispinnalt (2). Varasema püriidi haarab karbonaat endasse enamasti muutmata kujul (3) või üksnes nõrga söövituselga pealispinnal (4). Siiski esineb juhtumeid, kus hilisem püriit söövitab intensiivselt varemkujunenud karbonaati (5,6) või isegi kvartsi (6)

Kui esitatud arutlus osutub õigeaks, siis dateerib püriidi söövitusilming karbonaadi kujunemisaja üsna ühemõtteliselt: karbonaatne tsement formeerus enne Alam-Ordoviitsiumi kiltsavi ladestumist, s.t ajavahemikus Alam-Kambriumi Liivi etapist kuni Vara-Ordoviitsiumi alguseni.

Teisest küljest näitab just Tiskre kihistu materjal, et karbonaatne dolomiitne tsement sai formeeruda üksnes peale liivakivide algset kõvastumist, s.t ilmselt peale diagenesi läbimist. Vastasel juhul ei saanuks Kakumäe kihistikus formeeruda ilmekas tasapinnaliste lõhede võrk, mis on täitunud tsemendiga koostiselt täiesti identse dolomiidiga (Pirrus, 1977). Niisugust võrgustikku võib jälgida Põhja-Eesti mitmes paljandis, alates Tallinna ümbrusest kuni Ida-Virumaani. Sellest järeldub, et karbonaatse tsemendi tõenäoliseks formeerumisajaks võis olla just Ordoviitsiumi-eele poolkontinentaalne või üksnes ajuti merekeeltega üleujutatud hiliskambriumiline olustik.

Niisiis kordab Tiskre kihistu materjal veelgi ilmekamal kujul Ülem- ja Kesk-Kambriumi liivakehas täheldatud seaduspära: homogeeses väljapeetud liivalasundis karbonaatne tsement ei kujune, selle moodustumiseks soodsad tingimused tekivad üksnes lasundi alumistel piiritasemetel, kus lamami moodustavad vett mitteläbilaskvad teistlaadsed kivimid. Seega osutub tsemendi kujunemisel ilmselt määravaks lasundis valitsenud põhjaveeolustik, teisisõnu hüdrogeoloogiline režiim.

Lükati kihistu

Lükati kihistu oma tihedalt vahelduvate savi- ja mitmesuguse terasuurusega aleuroliitidega on olnud hilise karbonaatse tsemendi arenguks võrdlemisi soodne, kuigi samas küllalt ebastabiilne keskkond. Seal kohtab nii frontaalselt basaalse või poikiloklastiliselt areneva tsemendiga tugevasti liidetud kivimeid kui ka karbonaadita, enamasti savitsemendiga nõrgalt kuni keskmiselt tementeerunud erimeid. Protsess näib olevat toimunud juhuslike kolletena, mille regionaalses avaldusvormis võib täheldada kaht mitte eriti selget seaduspära.

Esiteks ilmneb karbonaatse tsemendi tugevnemine kihistu ülemistes vähem savi vahekihtidega esindatud kihtides ja teiseks, tsementatsiooni ilmekam esinemine on tuvastatav just Põhja-Eesti läbilõigetes. Lõuna, eriti aga lääne suunas näib karbonaatne tsementatsioon järk-järgult nõrgenevat, Lääne-Läti läbilõigetes aga hoopiski puuduvat. Mõlema trendi põhjuseks võib pidada ühtmoodi võimaliku karbonaatiooni allika, lasuva Ordoviitsiumi lubjakivide kaugust tsementeeritavast objektist. On ju läänepoolsetel aladel Lükati kihistu sellest eraldatud juba paksema (üle 100 m ulatuva) Alam-Kambriumi nooremate ladestuste Aisčiai seeria kivimitega, mistõttu karbonaadirikka vee jõudmine Lükati tasemeni oli pika aja kestel tugevasti raskendatud.

Siiski ei ole selline põhjendus väga lihtsa skeemina käsitletav. Nimelt on kõikjal vahetult Ordoviitsiumi karbonaatkivimite all vähem tsementeerinud üsna heade kollektoriomadustega aleuroliitide või liivakivide kompleks (Alam-Kambriumi Tiskre, Soela, Vaki kihistu, Kesk-Kambriumi Ruhnu või Paala kihistu), milles karbonaatne tsement ei ole fikseerunud või siis ilmneb üksnes kõige alumistes kihtides (nt Kakumäe kihistus, vt eespool). On ilmne, et karbonaatne tsementatsioon kujunes üksnes tingimustes, kus põhjavee liikumist hakkasid takistama savikad vahekihid, aeglustades tsementeerivate lahuste filtratsiooni ja lisades omalt poolt lahustesse kompaktsooniprotsesside toimetel juurde toodud komponente eeskätt Mg- ja Fe-ioone. Ilmselt tulebki tsementatsiooni käsitlemisel arvestada

just mõlema faktori koosmõju ning püüda hinnata nende kummagi osakaalu konkreetsetes ilmingutes.

Vaatamata karbonaatse tsemendi ladestumisiseärasuste suurele kõikumisele Lükati kihistu piirides, mis väljendub kas või kihistu aleuroliitide jääkpoorsuse suures muutlikkuses (5–35%), näib protsessi kristallisatsiooniline mehhanism toimivat üsna kindlapiirilise skeemi järgi. Nii püsib tsemendiaine üheselt orienteeritud kristallide-tombukeste suurus kihistus valdavalt 0,1–0,4 mm piires, sõltumata tsemendi üldhulgast kivimis. Niisuguste mõõtmetega tsemendialgmed käituvad algul monoteradena, mis haaravad enesesse kuni kümme purdtera. Viimased nihutatakse kristallisatsioonijõududega üksteisest eemale, mistõttu vastavas ruumiosas moodustub tüüpiline basaaltsement. Karbonaadi hulga suurenedes kasvavad niisugustele tsementatsioonikolletele ümber järgmised samasuguse suurusega ristnikkolites üheselt kustuvad kristalliidid ja moodustavad juba mosaiikse ehitusega tsementatsioonitombu. Nii esimesed kui teised ei omanda selgekujulisi kristallograafilisi piirjooni, sest nende äärealad annavad ebamääraseid sopistusi purdterade vahele, luues pildi hargnevast amööbi-laadsest kehast, mitte ühtse orientatsioonipildiga kristallist. Edasisel tsemendihulga suurenemisel liituvad need mosaiikse siseehitusega karbonaaditombud võrgu- või ahelikulaadseks süsteemiks, täidavad äärmisel juhul kättesaadava pooriruumi tervikuna ja annavad alkivimile juba karbonaatkivimile sarnase ilme. Visuaalselt hinnatuna piirdub karbonaatne tsement Lükati kihistu jämealeuriitsetes vahekihtides enamasti siiski 25–35%-ga õhiku põhimassist, jättes kivimile 10–20% ulatuses alles suletud jääkpoorsuse. Siit tuleneb teinegi oluline iseärasus: purdterad, mis on nihutatud üksteisest mõnevõrra eemale, teevad tsementeerivale ainele lisaruumi. Ilmselt on selle ruumi tekitamine tasakaalus kristallisatsioonijõududega ja leiab väljenduse üksikvormide püsivates mõõtmetes 0,1–0,4 mm. Mille arvel see ruum tekitatakse, pole täiesti selge. Ilmselt on teatud reserv kivimis endas, mille valdavalt aleuriidiosakestest (0,02–0,1 mm) karkassil ei olnud alkivimis tihedaim pakindumus. Osaliselt võis see toimuda ka naabruses paikneva vähem tsementeeritud või saviainega liidetud karkassi kokkusurumise teel ja päris välistada ei saa ka tsementeeriva lahuse osalist lahustavat toimet purdmineraalide välispinnal, vähemasti nende juhuslikumatel ja defektsematel murdepindadel. Otseseid tõendeid selle kohta on terade ümardumata nurgelise algkuju tõttu Lükati kihtides küll raske leida, kuid on siiski võimalik. Tõsi, skeletseid lahustusjäänukeid ei ole õhikutes enamasti näha, mistõttu võib purdterade osalist lahustumist tsementatsioonil käsitleda üksnes pindmise ja selektiivselt toimiva kaasnähtusena.

Märkigem, et kirjeldatud viisil arenenud mosaiikselts tombuline tsement ei ole Lükati kihitides nagu ka Eesti Alam-Kambriumis tervikuna kusagil hiljem ümber kristalliseerunud ega teisi selgepiirilisi kristalle ja konkretsioonilisi vorme moodustanud. Seetõttu tuleb nähtust käsitleda valdavalt ühekordse aktina, mis kulgeb lihtsa pooritaitelise skeemi kohaselt.

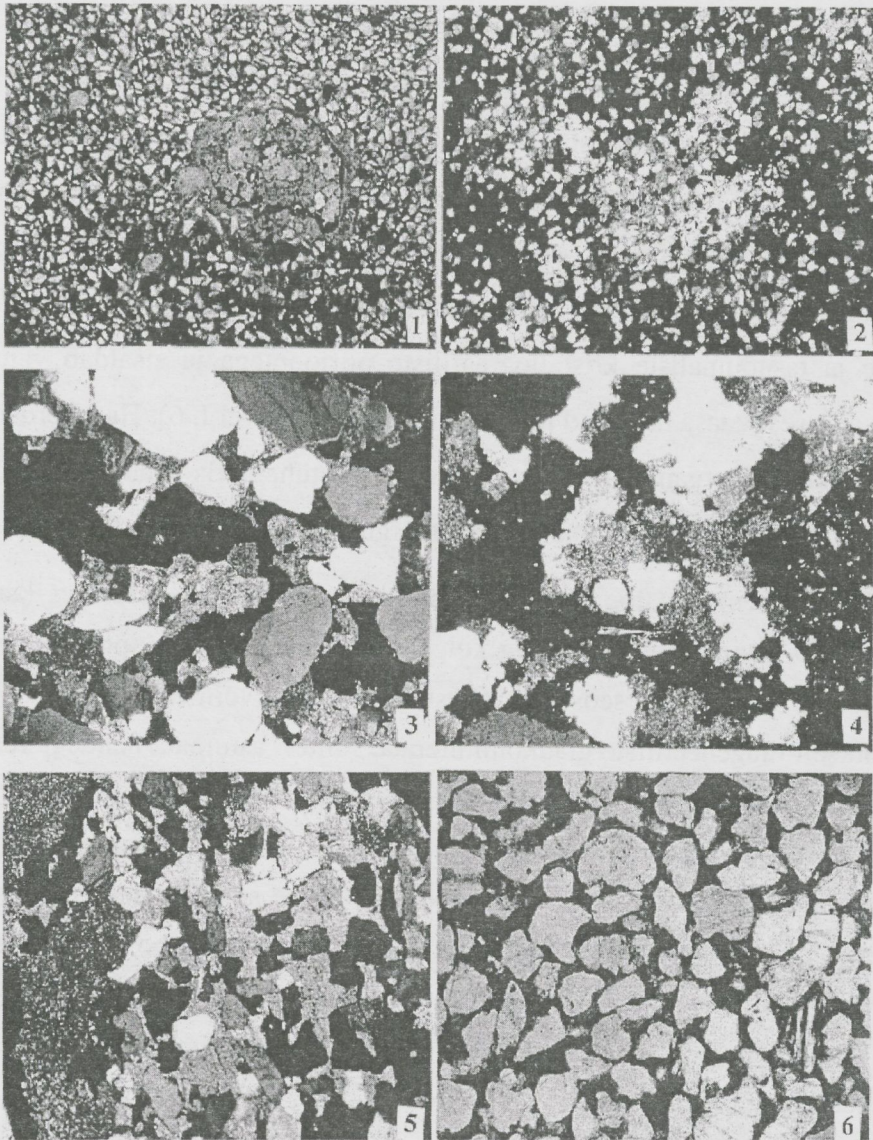
Küll võib üksikudel juhtudel täheldada algse karbonaatse tsemendi ümberpaigutumist kivimis hiljem tekkinud tühemikesse, eelkõige lõhedesse, mis on täitunud ümbriskivimist pärineva karbonaatainega (tahvel I, 5). Neil juhtudel on soontes kristalliseerunud karbonaat enamasti selgete ja tasapinnaliste kristallograafiliste piirjoontega ja sisaldab vaid vähesel määral soonte naabrusest kaasa haaratud juhuslikke purdeteri (tahvel I, 6). Harukordadel täidab samasugune karbonaat ka organismide tegevusest jäänud tühemikke (tahvel II, 1). Seetõttu võib kindlalt väita, et hilisem karbonaataine ümberpaigutus kulgeb teistlaadse protsessina.

Lükati kihistu tsementatsiooniprotsessi jälgides võib julgelt öelda, et karbonaatne tsementatsioon väldib savirikkaid kihte ning kulgeb valikuliselt just savipuhtamates kivimites, mis on litoloogias üldtuntud ja seostatav lahuste filtratsioonivõimelisusega. Samuti käitub karbonaat ükskõikselt diagenetiliste glaukoniiditerade suhtes, astumata nendega reaktsiooni. Ka primaarsete püriiditerade suhtes on karbonaat neutraalne, haarates varem tekkinud diagenetilised püriidigloobulid enesesse nende selgepiirilisi kontuure säilitades. Hilisema lõhetäidetes koondunud püriidiga on suhe keerukam. Mõne selletaolise ilmingu juures on täheldatud igasuguste kokkupuutepunktide puudumist püriidi ja karbonaadi vahel. Veelgi enam, mõnikord on karbonaaditombud omandanud samas kivimis ebamäärased sopistunud piirjooned, mis viitab püriidi hilise generatsiooni agressiivselt söövitavale mõjule varasemate karbonaadimoodustiste suhtes.

Olgu veel märgitud, et ebapüsiva paksusega savisse suletud aleuroliidikihtides on täheldatud karbonaatse tsemendi osakaalu suurenemist just kihtide allosas, eriti savisse suletud taskulaadsete süvendite piirkonnas (joonis 11), mis on heas kooskõlas mineraliseerivate lahuste piiratud liikumisvõimalustega neis.

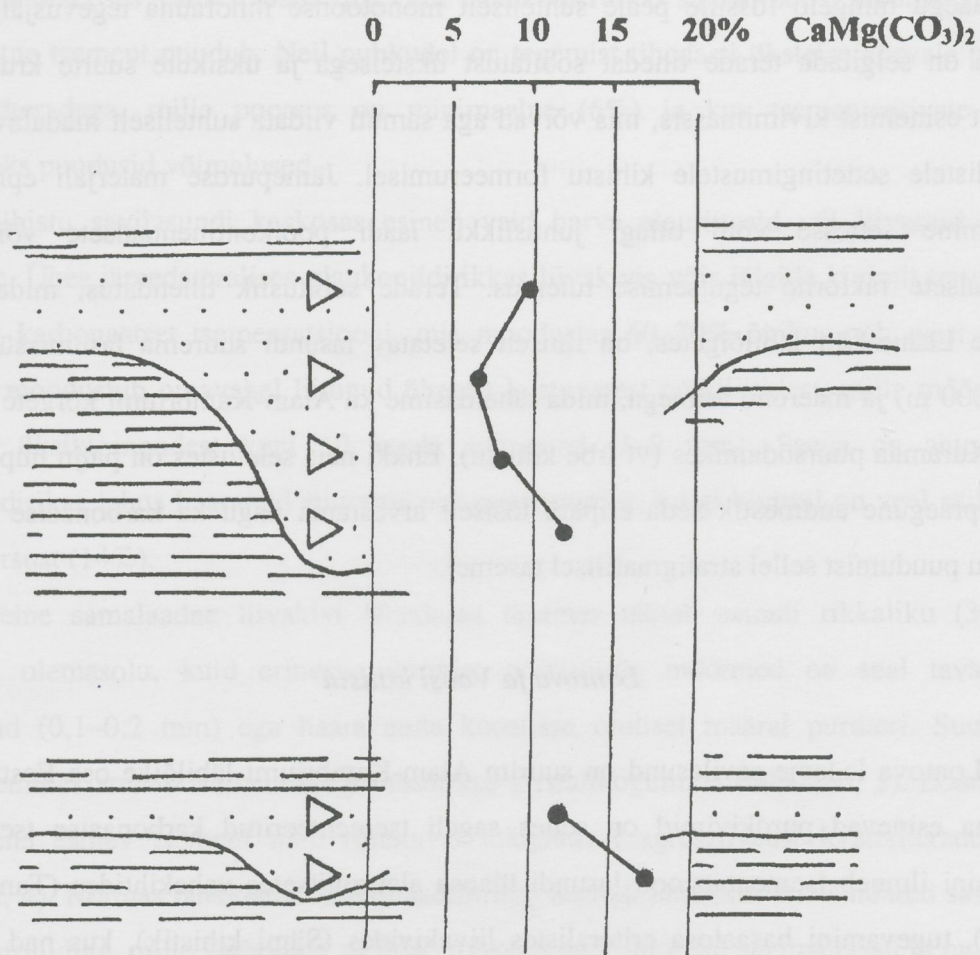
Sõru kihistu

Lääne-Eestis Lükati kihistu all lasuv ja Lontova–Voosi savikompleksi kattev Sõru kihistu aleuroliitide ja peliidikate aleuroliitide kompleks on erilaadne: nähtav karbonaat puudub seal täiesti: seda ei ole täheldatud ka uuritud 7 õhikus, mis on valmistatud kihistu enam tsementeerunud kivimitest (Paluküla, Talsi, Kolka pa). See asjaolu on veidi ootamatu, sest lasub ju kihistu kahe savirikka kompleksi Lükati ja Lontova kihistu vahel, milles mõlemas karbonaatne tsement levib võrdlemisi rikkalikult.



Karbonaatne tsement Alam-Kambriumi kihtides

1. Karbonaat võib täita ka organismide poolt uuristatud käigutühemikke. *Lükati kihistu. Kopli savikarjäär. 25x*
2. Peeneteralises liivakivis-aleuroliidis kujuneb karbonaatne tsement esmalt isoleeritud tombukestena (0,2–0,3 mm), mille piires purdterad üksteisest eemale nihutatakse. Üksiktombud võivad omavahel liituda (vt õhiku keskosa). *Lontova kihistu ülaosa. Viimsi pa 8, süg 22,0 m. 50x*
3. Suurema pooriruumiga liivakivis kujuneb dolomiitne tsement mosaiiksete kristallikogumitena, haaramata enda koostisesse väiksemaidki purdteri. *Lontova kihistu keskosa. Imastu pa F-140, süg 191,3 m. 100x*
4. Eriteralistes purdkivimites moodustuv tombuline dolomiitne tsement näitab mõnikord märgatavat agressiivsust kvartsiterade suhtes. *Lontova kihistu keskosa. Imastu pa F-140, süg 191,3 m. 80x*
5. Ühtlaseteralise liivakivi avaras pooriruumis tekkiv mosaiikne kristalliline tsement nihutab purdteri märgatavalt üksteisest eemale, kuid ei ole keemiliselt nende suhtes eriti agressiivne. Diageneetiline glaukoniit (säbrulised terad õhiku vasakus servas) on karbonaadi suhtes inertne. Tema välispinda tungivad üheselt nii purdterad kui ka dolomiidikristallid, viidates mineraali pehmele konsistentsile. *Lontova kihistu keskosa. Laeva pa 18, süg 383,8 m. 80x*
6. Tumedatooniline savi- või raudhüdroksoiidirikas dolomiitne basaaltsement võrdlemisi ühtlaseteralises liivakivis. Tsement söövitab kvartsi, kuid peamiselt terade ebatasastel ja nurgelistel pindadel. *Lontova kihistu allosa. Narva pa 68, süg 90,8 m. 80x*



Joonis 11. Taskulaadselt lamavasse savisse tungivas liivakivi kihi allosas karbonaatne tsementatsioon tavaliselt tugevneb

Õhikute vaatlus näitab, et Sõru kihistu aleuoliidid saavutavad tsementeerumiseks vajaliku tiheduse nn sobitustiheduse kujul, s.t purdosakeste nõgusused kattuvad suures osas naaberterade kumerustega, jättes kivimisse minimaalselt vaba pooriruumi. Seegi pooriruum on osaliselt täitunud savimineraalidega, osaliselt, eriti Lääne-Läti puuraukudes, aga ilmselt kohapeal tekkinud kihtmineraali šamosiidiga, mis on tuvastatav õhikus nii optiliselt kui ka keemilis-mineraloogiliste uuringutega. Siit võib teha järelduse, et Sõru kihistu tsementatsioon toimus ülejäänud Kambriumi setenditega võrreldes hoopis teisiti, ilmselt juba varasel diagenesistaadiumil, mistõttu tema kollektoriomadused kahanesid kiiresti ega võimaldanud tsementeerivate lahuste edasist tungimist kivimisse. Võib-olla tuleb selle nähtuse põhjusi otsida Sõru basseini hüdrokeemiast, teisisõnu, selle kõrvalekaldumisest tüüpilisest normaalmerelisest olukorrast, millele osutavad paljud tunnused. Nii on Sõru kihistus vähe glaukoniiti, peaaegu puudub sulfaatreduktsioonile viitav püriit. Erinevalt lasumist ja lamamist ei leidu

siin peaaegu mingeid fossiile peale suhteliselt monotoonse ihnofauna tegevusjälgede jne. Raskem on selgitada terade tihedat sobitatust üksteisega ja üksikute suurte kruusaterade sagedast esinemist kivimimassis, mis võivad aga samuti viidata suhteliselt madalaveelistele, merevälistele settetingimustele kihistu formeerumisel. Jämeperdse materjali episoodiline lisandumine settesse võib ollagi juhuslikku laadi poolkontinentaalsete või koguni subaeraalsete faktorite tegutsemise tulemus. Terade sobituslik tihendus, mida jälgime eelkõige Lääne-Läti läbilõigetes, on ilmselt seletatav lasundi suurema lasumissügavusega (900–1000 m) ja mäerõhu toimega, mida täheldasime ka Alam-Kambriumi kõrgete tasemete juures Kuramaa puursüdamikes (vt Irbe kihistu). Ehkki neis seletustes on palju hüpoteetilist, sunnib praegune andmestik seda eripära tõsiselt arvestama nagu ka karbonaatse tsemendi täielikku puudumist sellel stratigraafilisel tasemel.

Lontova ja Voosi kihistu

Lontova lademe savilasund on suurim Alam-Kambriumi läbilõike osa Eestis. Vahekihtidena esinevad purdkivimid on selles sageli tsementeeritud karbonaatse tsemendiga. Nõrgemini ilmneb tsementatsioon lasundi ülaosa aleuroliitsetes vahekihtides (Tammneeme kihistik), tugevamini basaalosa eriteralistes liivakivides (Sämi kihistik), kus nad on lausa lubjakive meenutava kõvadusega. Siiski on ka selles settekehas tsement ebahühtlaselt arenenud: lausa kõrvuti esineb nii tsementeerunud kui ka tsementeerumata kihte.

Nii on peeneteralises (0,03–0,06 mm) glaukoniidirikkas liivaleuriitses purdkivimis karbonaat sageli ebahühtlaselt jaotunud, moodustades üksteisest isoleeritud 0,2–0,3 mm tompusid, mille vahekaugus on 0,5–1,0 mm. Tompude sees on karbonaadiainet 50–60% õhiku pinnast. Seega on purdmineraalide terad üksteisest tublisti eemale nihutatud. Kogu kivimis on karbonaadi üldhulk 10–15% või alla selle 5–10% (tahvel II, 2). Teisal on isoleeritult paiknevad tsemenditombud purdmineraalidest peaaegu täielikult puhastunud ning purdmineraalid on tombu välisäärisele tõrjutud (karbonaadi üldhulk neis üheselt kustuvates karbonaadikogumites tõuseb 80–90%-ni). Niisugused puhtad tsemendiilmingud läbimõõduga 0,1–0,3 mm on kivimis võrdlemisi ühtlaselt jaotunud, mis annab tunnistust karbonaate kandva lahuse difusioonilisest infiltratsioonist läbi kivimi pooriruumi. Ühtlasi räägib see ka tsementeeriva aine vähesusest, millest piisas vaid hajusate kristalliitide kujunemiseks (5–7% ulatuses kivimimassist). Paiguti tsement tugevneb, poikiliitsed tombud muutuvad sagedasemaks, liitudes kohati üksteisega, ning moodustavad kuni 20% õhiku pinnast. Siiski esineb ka

samas läbilõikeosas väliselt üsna tugevasti tsementeerunud samailmelisi aleuroliite, milles karbonaatne tsement puudub. Neil puhkudel on tegemist tihedasti üksteise kõrvale pakindunud purdteradega, mille poorsus on minimaalne (6%) ja kus tsementeerivate lahuste liikumiseks puudusid võimalused.

Kihistu savilasundi keskosas esineb vaid harva aleuriitseid või liivaseid õhukesti vahekihte. Ühes jämedateralises glaukoniidirikkas liivakivis võis jälgida kivimit tervikuliselt hõlmavat karbonaatset tsementatsioonit, mis moodustas 60–70% õhikus nähtavast pinnast. Tsement moodustub omavahel liitunud üheselt kustuvatest poikiliitidest, mille mõõtmed on mainitud üksiktompudest kuni 10 korda suuremad (1–2 mm). Seega on antud juhul karbonaadirikas lahus haaranud suurema osa pooriruumist, kuigi kivimil on veel säilinud ka vaba poorsust (14%).

Teine samalaadne liivakivi lähedases tasemes näitab samuti rikkaliku (30–40%) tsemendi olemasolu, kuid erinevas vormis: poikiliitide mõõtmed on seal tavapäraselt väiksemad (0,1–0,2 mm) ega haara enda koostisse olulisel määral purdteri. Suuremates pooritühemikes areneb tsement isegi mosaiikse kristallkogumina (tahvel II, 3). Ebamääraste kogumitena esinev tsement näib ilmutavat märgatavat agressiivsust kvartsiterade suhtes (tahvel II, 4). Kolmas täheldatud karbonaadiilming lasundi keskosas on esindatud saviseguse peliitaleuroliidiga, mille karbonaat sisaldab rohkesti pelitomorfset savimaterjali ja on seetõttu hõlgune, kuid kustumispildis siiski poikiloklastselt mosaiikne. Poikiloklastid meenutavad üldkujult piklikke romboedreid, mille otsad on justkui kiulised ja hargnevad: nähtavasti eksitas nende kujunemist savilisand. Tsement hõlgab umbes poole õhikupinnast, kivimi algne pooriruum on kahanenud 3%-ni. Neljandas pisut jämedateralisemas aleuroliidis on tsement samuti külluslik (üle 50% õhikupinnast), mosaiikselt kustuv 0,3–0,4 mm läbimõõduga väljadena. Kvartsi suhtes näib tsement olevat neutraalne või söövitab viimast valikuliselt vaid kõige sopilisematel pindadel (tahvel II, 5). Glaukoniiti karbonaat ei söövita.

Nende nelja näite alusel võib teha järelduse, et võimsa savilasundi keskosas savisse täielikult suletud õhukestes liivakivi-aleuroliidikihtides olid hilisema karbonaatse liitainete kujunemiseks soodsad tingimused. Vaatamata lahuste piiratud liikumisvõimalustele, käitusid need vahekihid ilmsete kollektoritena savist tihenemisel välja tõrjutud lahuste suhtes, fikseerides oma pooriruumis sadestuva mineraalaine. See asjaolu räägib ilmekalt tsementeeriva karbonaataine päritolust, mida peame arvestama teistelgi juhtudel.

Visuaalselt kõige tugevam karbonaatse tsemendi ilming on täheldatav siiski Lontova kihistu allosas, kus basaalsele Sämi kihistikule omased liivakiviläätsed olid nähtavasti

parimateks kollektoriteks savist tihenemisel väljasurutud mineraliseeritud lahustele. Liivakivi jäme lõimis andis sellele veele piisava liikuvuse, mistõttu süsteemist sai vabalt lahkuda ka CO₂, põhjustadeski tsemendi sadestumise pooriruumi. Tüüpkujul on see tsementatsioon jälgitav paljudes õhikutes. Üldisemal kujul võib esile tõsta järgmisi seaduspärasusi.

Eriteralises liivakivis on karbonaatne liitainet mõnikord väga ebaühtlaselt jaotunud, esinedes hajusate juhuteradena või siis poikiliitsete tompudena läbimõõduga 0,2–0,4 mm. Viimaste piires on tsement basaalne, purdteri üksteisest eemale nihutav. Real juhtudel söövitab karbonaat intensiivselt kvartsi, mõnikord nende algteri koguni skeletistades. Glaukoniidi suhtes on karbonaat neutraalne, väga glaukoniidirikkas kivimis näib tsement üldse tagasihoidlikult levivat, piirdudes mõnikord vaid üksikromboedritega.

Ühtlaseteralises jämeda lõimisega liivakivis on tsement sagedasti tume, saviainet sisaldav, kuid siiski mosaiikse struktuuriga: üheselt kustuvate kristallialade mõõtmed on varieeruvad, mõnel juhul 0,07–0,08 mm, enamasti 0,3–0,4 mm. Võib esineda kvartsiterade söövitust (tahvel II, 6) ja isegi kvartsiterade lõhestatust (tahvel III, 1). Viimasel juhul karbonaat lõhedesse ei tungi, mistõttu neid nähtusi ei saa otseselt seostada. Jämedateralise kivimi avaras pooriruumis sadestub tsement sageli üksikromboedritena (tahvel III, 2), haaramata endasse purdteri. Huvipakkuv on neis kivimeis tihti esinev sopistunud kontuuriga glaukoniit, mis näitab veenvalt selle ilmumist kivimisse varasel diageneesil veel lõplikult kõvastumata geelja tombuna, millesse liivaterade väljaulatuvad nurgad hõlpsasti sisse suruti. Tsemendiga seotud mineraalimoodustumise üheks ilminguks on autigeense anataasi sagedased agregaadid (tahvel III, 3), mille seos karbonaadiga pole veel ühemõtteliselt selge. Võib siiski arvata, et anataas on karbonaadist varasem ja kujunes liivakivi pooriruumis eelnevalt kujunenud geokeemilise erirežiimi tingimustes, kui ilmeniidi-leukokseeni lagunemisel tekkinud Ti-ühendid said veel vabalt liikuda.

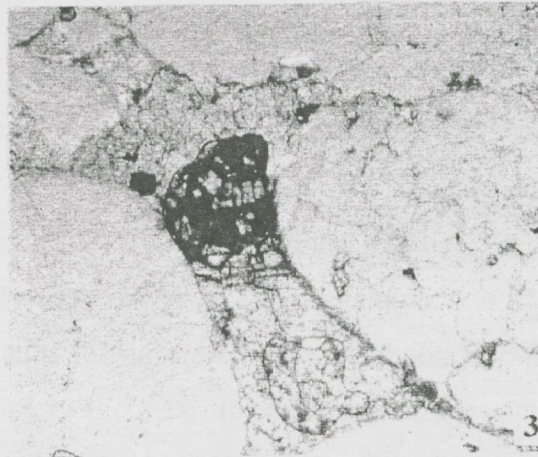
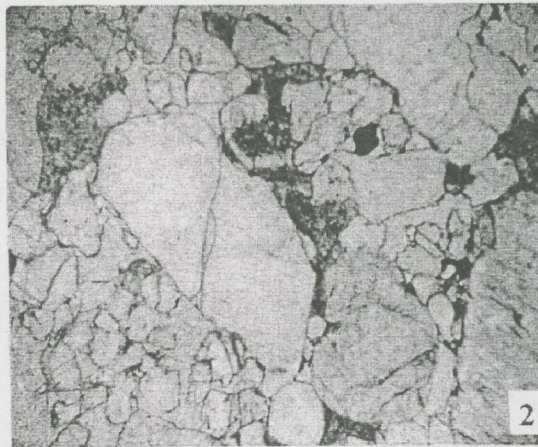
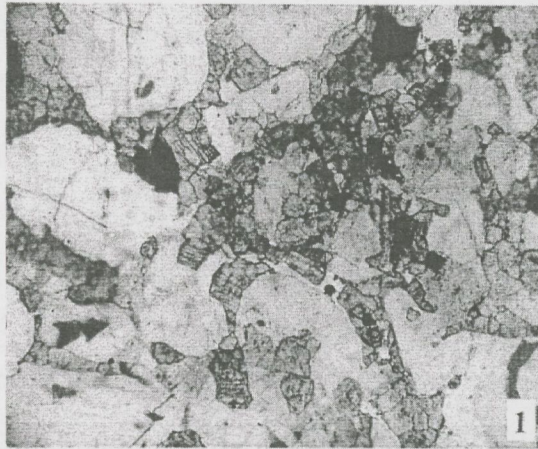
Niisiis on just Lontova savilasundi allosa üksteisest isoleeritud liivaläätsede süsteem objektiks, kus hilisem karbonaataine sadestumine pooriruumi toimus kõige ilmekamalt. Seda on näha ka palja silmaga, sest paljudel juhtudel moodustab valge tsement terasid liitva põhmassi, millesse kivimi murdmisel jäävad ümardunud kvartsiterade nõgusad jäljed.

Siiski ei ole kihistu basaalsed liivakivid tsementeerunud kaugeltki ühtlaselt. Kohati on tsement formeerunud üksikpunktidenä, mõnikord puudub kõrval lasuvas kivimis hoopis. Eriti torkab see silma vahetus kokkupuutevööndis lamavate Vendi Voronka kihistu pudedate liivadega. Nähtavasti sisaldasid need pidevalt liikuvat ja seetõttu vähem mineraliseerunud põhjavett, mis lahjendas küllastumatuseni karbonaadi suhtes ka savilasundist väljapressitud

kõrgmineraliseeritud lahuse. Samal põhjusel ei levi karbonaatne tsement ka Lontova lademe läänepoolses üksuses – Voosi kihistus, kus liivakihtide osakaal ja nende tusedus läbilõikes järk-järgult suureneb ning kus nad hakkavad moodustama põhjavee liikumisele enam avatud omavahelisi süsteeme.

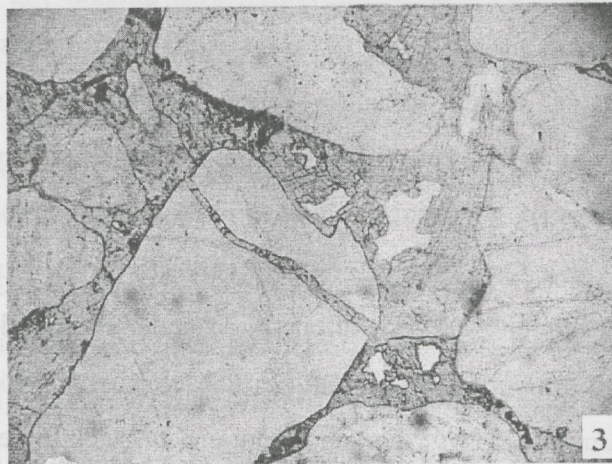
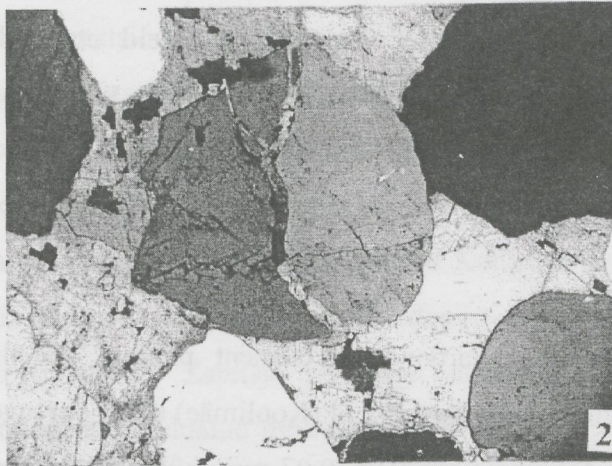
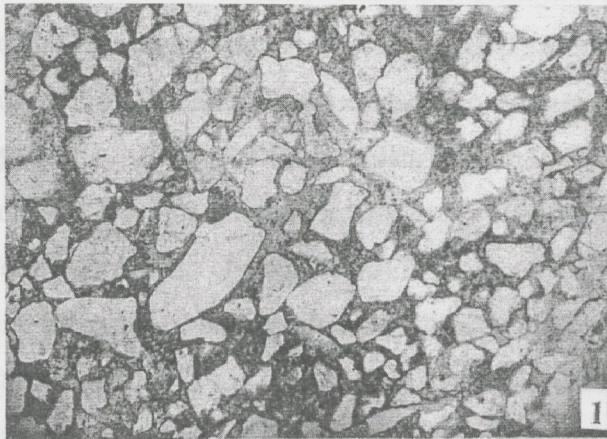
Neis vähese karbonaatse tsementatsioonistmega kivimeis on siiski huvitavaid seaduspärasusi, mis aitavad lähemalt selgitada protsesside kulgu. Nii võib neis leida üksikuid hajusaid poikiliitseid karbonaaditompuseid läbimõõduga kuni 1 mm. Sageli saadab neid selles kivimis suur saviosakeste sisaldus või ebamäärase kontuuriga teradevahelises ruumis kokku surutud glaukoniit, millest oli juttu eespool. Mõnikord täheldatakse kujunevate karbonaat-tsemendi tompe juures püüet kasvatada nende ümber kristallograafiliste piirjoontega kristalle, hoopis harva võib suurtel kvartsiteradel jälgida krustifikatsioonilise ehitusega karbonaadist pealekasvekelmeid. Tsemendi tugevnedes kasvavad tombukesed suuremaks ja püüavad hargnevate ääreosadega tungida purdterade vahele neid kristallisatsioonijõududega üksteisest eemale nihutades. Tsemenditompude mõõtmed suurenevad 0,2–0,4 mm, seega suurimate purdterade mõõtmeteni eritervalistes (sorteerimata) liivakivides, ja nad koonduvadki just suurte purdterade lähedusse, tahtes justkui kasutada nende vahel olevat avaramat pooriruumi.

Avardades vaatlusrinnet väljapoole Eesti territooriumi, tõdeme üldjoontes samasuguseid seaduspärasusi, kuid mõnesuguste erinevustega. Leningradi oblastis on sagedamini täheldatavad tugevad tsementatsiooniilmingud Lontova kihistu savide üla- ja keskosas. Nii leiti Ižora jõe paljandi savilasundis 1 cm tumehall vahekiht, mis meenutas täielikult lubjakivi. Tegemist oli algselt peliidirikka aleuroliidiga, mis tervikuna on läbitud karbonaattsemendiga (ca 50% õhikupinnast). Tsement koosneb väliselt massiivsest, kuid kustumispildi järgi 1–3 mm läbimõõduga kristallidest, mis on endasse haaranud kogu algse purdosakestest karkassi. Samasugust vahekihti jälgiti ka ida pool paikneva Zaretšje puuraugu savilasundi keskosas, kus individuaalkristallide mõõtmed olid küll väiksemad 0,2–0,3 mm ja piirjooned sopilisemad, kuid haarasid endasse siiski kümnekond purdtera. Tsemendi oli õhikus ca 50%. Kõrvuti nende erakordselt tugevate tsemendiilmingutega leidub idapoolsetes läbilõigetes ka väliselt tugevasti liitunud kivimeid, milles karbonaat esineb harvade hargnevate tombukestena nagu Eesti kivimeiski või puudub hoopis. See näitab, et eri piirkondades toimub karbonaatne protsess küllaltki erinevalt ja oma regionaalsete iseärasustega.



Karbonaatne tsement Alam-Kambriumi Lontova kihistu savilasundi allosas

1. Vabas pooriruumis arenev kristalliline-romboeederjas dolomiit võib tungida kvartsiterade vahele, neid laiali nihutada ja kohati tugevasti sopiliseks söövitada. *Lontova kihistu allosa. Laeva pa 18, süg 401,0 m. 50x*
2. Kohati leidub eritavalises liivakivis ka purunenud purdteri. Vaevalt on purunemise põhjustanud formeeruva tsemendi surve, pigem ikkagi tihenemisnihkede lasuvate kihtide raskuse suurenemisel. *Lontova kihistu allosa. Põhja-Eesti, täpsem asukoht teadmata. 50x*
3. Koos karbonaatse tsemendiga kujuneb jämedateralistes liivakivides sageli ka autigeenne anataas enamasti läbikumavate plaatjate kristallidena. Ajaline suhe dolomiitse tsemendiga pole ühemõtteliselt selge, kuid tõenäoliselt on anataas karbonaadist varasem. *Lontova kihistu allosa. Laeva pa 8, süg 399,0 m. 150x*



Karbonaatne tsement Vendi kompleksi kivimites

1. Vendi kihtides esineb dolomiitset tsementi harva ja peamiselt lasuva Alam-Kambriumi lähedases mõjuvööndis. Heledas aleuoliidis on leitud üksikuid poikiloklastilise tsemendi ilminguid, milles tsement on basaalsel tüüpi ja väiksemaid kvartsiteri pindmiselt söövitav. *Voronka kihistu allosa. Koolimäe pa F-134, süg 82,3 m. 100x*
2. Jämedateralises liivakivis on pooriruum avaram ja täitunud kristallilise dolomiidiga, mis purdteri ei söövi. Õhiku keskel on näha nihkedeformatsioonil purunenud kvartsitera (eri osad erineva optilise orientatsiooniga – kallutatud), mille lõhesse on tunginud dolomiit. Õhik näitab veenvalt dolomiitse tsemendi hilise formeerumise aega. *Voronka kihistu allosa. Ilumäe pa F-128, süg 160,0 m. 25x*
3. Lõhestatud kvartsitera sellesse tungiva kristallilise ja korrosiooniliselt väheaktiivse dolomiidiga. *Voronka kihistu allosa. Ilumäe pa F-128, süg 160,0 m. 25x*

Lõuna-Balti alalt oli meie käsutuses vaid üks õhik Lontova kihistust sügavamal paiknevast Rudamini kihistust, kus lubjakivi meenutav aleuroliit on tsementeeritud üksnes pooriruumi täitva karbonaatsete kristallide massiga, mille suurus on võrreldav purdteradega. Kristallid on liitunud pooriruumi täitvateks agregaatideks, mis kohati püüavad purdkarkassi laiali nihutada seejuures üksikteri endasse haaramata. Ka on paljudel kristalliitidel euheedriline rombjas kuju. Nähtavasti on tegemist omapärase koostisega karbonaadiga (sideriidiga?) ja kogu ilmingut võib olla komplitseerinud veel mõni teine tsemenditüüp, sest on ju mattumistingimuste termodünaamika olnud seal Eesti omast märksa erinev, mistõttu nähtustel puudub otsene analoogia.

Toodud näited demonstreerivad veenvalt, et õigeid otsuseid kivimi kõvastumisprotsessi kohta karbonaadimoodustumise taustal saame teha üksnes pärast seda, kui oleme vaadeldavat läbilõiget igakülgset ja süsteemikindlalt uurinud.

Vendi kompleks

Eestis Vendi kivimites karbonaatne tsement puudub või ilmneb vaid üksikutel erandjuhtudel. Nii on leitud puuraugust F-134 (Koolimäe) üks 3 cm tugevasti tsementeerunud aleuroliidikiht keskmise terasuurusega 0,05–0,07 mm, külgnævates samailmelistes kivimites tsement aga puudub. Tsement vastavas kihis on rikkalik, moodustades 40–50% õhiku vaateväljast. Karbonaat on selgelt basaalsel tüüpi – terad on üksteisest umbes poole terasuuruse võrra eemale nihutatud ja esindatud nurgeliste, sageli ebakorrapäraselt sopistunud kontuuriga teradega (tahvel III, 4). Tahtmatult tekib mulje tsemendi söövitavast agressiivsest toimest kvartsile, mis aga näib avalduvat üksnes väikeste terade puhul. Suured terad on tasapinnalised ja ilmselt oma algse kuju säilitanud. Tsement on poikiloklastilist tüüpi, levib ebamääraste piirjoontega tompudena ja moodustab üheselt kustuvaid kristallograafilisi välju läbimõõduga 0,5–0,6 mm, ületades purdterade mõõtmeid umbes kümnekordselt.

Teised karbonaatse tsemendi üksikleid Vendi setetes on seotud peamiselt eriteraliste liivakividega, mille pooriruum on avaram ja kus karbonaadikristallid saavad areneda selgemate kristallograafiliste piirjoontega (tahvel III, 5). Karbonaatsete poikiloklastide mõõtmed on seal purdteradele lähedased, kuid tsement püüdleb tervikuna basaalsuse poole, jättes kivimisse vaid väheseid purdteradevahelisi kokkupuutepunkte. Siingi näib tsement olevat agressiivne, sest isegi suurtel kvartsiteradel ilmneb siin-seal sopistusi, mille teke võib olla seotud karbonaadi toimega, kuigi ümarad tasapinnad säilivad muutumatult. Küll aga

leiab lõhestunud kvartsiteri, mille kõverjoonelistesse pragudesse tungib intensiivselt tsementeeriv karbonaat, nihutades mineraalifragmente üksteisest eemale ja rikkudes nende algset orientatsiooni (tahvel III, 5). Mõnikord söövitatakse tera tugevasti vaid ühest ilmselt pragudega enam rikutud küljest (tahvel III, 6). Siiski on karbonaadi agressiivsus purdterade suhtes üksnes pindmine ja lühiajaline nähtus, sest skeletseid reliktvorme purdteradest ei teki.

Karbonaadi söövitavat toimet ei tohi üle hinnata peeneteraliste purdosakeste puhul, sest nagu näitab karbonaatideta tsementeerunud aleuroliidiõhikute materjal, on ka savimassiga liidetud purdosakesed Vendi kihtides äärmiselt nurgelised ja korrapäratud, andes tunnistust nende vähesest kulutatusest teel lähtemurendist settebasseini.

Karbonaatse tsementatsiooni vähene levik Vendi kihtides on omane üksnes Eesti alale. Siirdudes ida poole, kus Vendi regressiivse osa, Voronka kihistu pudedad kivimid puuduvad, võib karbonaatne tsement ilmnedu tugevamal kujul, millele on juhitud tähelepanu mitmes Venemaa loodeosa puuraugu kirjelduses ja mille kohta on ka autoril tähelepanekuid. Nii on karbonaatse ja saviaine segatsementi täheldatud Kotlini kihistu ülaosa regressiivsete tunnustega aleuroliidi vahekihtides vahetult Eesti idapiiri taga (Sosnovõi Bor) ja tugeva karbonaatse tsemendi olemasolu Zaretšje puuraugu samas läbilõikeosas Eesti piiridest kaugemal. Kahjuks puuduvad täheldatud ilmingute kohta piisavalt põhjalikud uuringud ning pole ka täiesti selge, mil määral need ilmingud erinevad diagenetilisest sideriidistumisest Kotlini kihistu savide monotoonses lasundis (Pirrus, 1981). Võib oletada, et Voronka kihistu liivade näol on Eesti alal eksisteerinud heade kollektoriomadustega kivimikompleks, milles pidevalt tsirkuleeriv põhjavesi karbonaatide väljalangemist kivimi pooridesse olulisel määral tõkestas.

Ilmselt samalaadne seos põhjavee liikuvusega on ka põhjuseks, miks Vendi alumistel tasemetel, Gdovi kihistu liivakivides, karbonaatne tsement praktiliselt üldse ei levi. On ju selle taseme liivakivid praegugi meie ühe rikkama põhjaveekihi kandjad ja vähimagi vee liikuvuse korral selles võis karbonaadi sadestumine kivimipooridesse osutada võimatuks.

Kuid karbonaatse liitaine vähene levik Vendi kivimites võib olla tingitud ka teistest põhjustest, eelkõige subkontinentaalsest tekkeolustikust ja mereliste savilasundite puudumisest läbilõike selles osas. Ilmselt on just savide tihenemisel väljatõrjutav elisioonivesi karbonaatse lähteaine allikas, mida küllaltki veenvalt demonstreerib eespool käsitletud Kambriumi andmestik. Võidakse küsida, miks ei mänginud samalaadset rolli Kotlini kihistu võimas savikompleks lasundi keskosas. Hästi argumenteeritud vastust sellele ei ole, kuid võib oletada, et see savilasund kasutas oma ressursi ära juba diagenesifaasis rohke sideriidi

moodustamiseks saviga põimuvates õhukestes aleuriidikihikestes, jätmata võimalusi Fe-ga tugevasti seotava karbonaatiooni kandumiseks lasundist oluliselt kaugemale. Ka mereliste savimineraalide, eriti kloriidi vähesel hulgal võis olla oma osa. Igal juhul on sellise mõttearendusega piisavalt heas kooskõlas Vendi kivimites täheldatavate väheste tsementatsioonilmingute koondumine läbilõike ülaossa, mis paikneb lasuva Kambriumi merelise savikeha (Lontova kihistu) mõjusfääris.

Kokkuvõte

Nagu nähtub eelnenud stratigraafiliste üksuste kirjeldustest, on karbonaatse tsemendi ilmumine liivast ja aleuriidist koosnevatesse purdkivimitesse läbilõiget peaaegu tervikuna haarav nähtus, mis üldiselt ignoreerib konkreetsetel ajalõikudel settebasseinides valitsenud tekketingimusi. Seetõttu saab seda käsitada üksnes diageneesile järgnenud *katageneetilise* protsessina. Selle tõenduseks võib tuua teisigi argumente näiteks identse karbonaadiga täidetud lõhed ja muud tühemikud tsementeeritud kivimis ning primaarse, s.o setteprotsessis formeerunud karbonaadi täielik puudumine vaadeldavas jahedates kliimaoludes kujunenud kivimikompleksis. Selline tekkestaadiumi määratlus ei ärata kahtlusi ja on heas kooskõlas purdkivimite litifitseerumise üldise arengulooga settekompleksis.

Katageneesil formeerunud lisaminalisatsioon purdkivimite poorides on niisiis kujunenud mineraliseerivate lahuste toimetel. Neid lahuseid nimetatakse üldgeoloogilistes käsitlustes põhjaveeks, mis moodustab hüdrokeoloogia peamise käsitlusobjekti. Seega peab karbonaatse tsemendi kujunemine kivimeis alluma hüdrokeoloogilistele seaduspärasustele, s.t põhjavee liikumisele kollektorkivimeis. Eesti Vendi ja Kambriumi läbilõike analüüs näitab sellegi teesi paikapidavust. Laskumata detailidesse, kajastub see seaduspäras, et karbonaatne tsementatsioon on fikseerunud üksnes olukordades, kus põhjavee intensiivset liikumist tõkestavad läbilõikes esinevad savikihid – lokaalsed veepidemed. Ühtlase ehitusega heades põhjaveekollektorites, kus toimuvad suhteliselt takistamatult lasundisisesed veevahetusprotsessid, karbonaatset tsementi ei moodustu. Karbonaatne tsement ei kujune ka purdkivimeis, mis sisaldavad rohkesti hajusat saviainet, s.t käituvad hüdrokeoloogilises mõttes veepidemena, kuhu mineraliseerivad lahused lihtsalt ei saa tungida.

Selline kogu läbilõiget haarav ilmeka seaduspära tuleb kontrastselt esile just Eesti alal siinse läbilõike geoloogilise arenguloo tõttu. Paikneb ju vaadeldav regioon settekompleksi kõrge lasuvusega alal, kus ei ole toimunud sügavale ulatunud mattumisvajumeid,

mis oleksid sulgenud kivimite poorsuse. Seetõttu on siinsed kollektorkivimid olnud pika aja vältel avatud põhjavee tegevusele ja ka sellest tulenevad seaduspärasused on fikseerunud kontrastsel kujul.

Vaatamata karbonaatsete tsemendiilmingute unikaalsusele kogu läbilõike ulatuses, tõdeme siiski nende üldist madalat mahulist osakaalu kivimikomplekside litifitseerumisprotsessis. Põhjus on samuti ilmne: algsetendis puudus primaarne sedimentatsiooniline karbonaat ning selle kujunemiseks kivimi poorides oli hädavajalik tuua ainet sisse väljastpoolt. Üheks võimaluseks oli kahtlemata põhjavee rikastumine karbonaadiga kõrgemal lasuvaid karbonaatkivimeid läbides, mis paraku vaadeldavas läbilõikes eriti veenvat tõestust ei leia. Sellele räägib vastu tugevamate tsemendiilmingute paiknemine vertikaalläbilõikes ja ka tsemendi enese kemism, tema esindatus dolomiidiga või koguni rauarikka ankeriidiga. Allikat tuleb otsida terrigeense Vendi–Kambriumi lasundi seest ja nagu näitab läbilõike tsementatsioonivööndite ruumiline paigutus, on selleks peamiselt savikivimitest tihenemisel välja surutud elisioonivesi. See nähtus, kuigi suures osas teoreetiline ja otseste uuringutega raskesti hoomatav, suudab enam-vähem rahuldava kontseptsioonina mõtestada läbilõikes ilmneva andmestiku ning väärrib igal juhul tähelepanu.

Morfoloogiliselt on purdkivimites arenev tsementatsioon lõpptulemustelt varieeruv, kuid sammhaaval kogu õhikumaterjali üldistades võib näha üsna väljapeetud seaduspära, mis on üldistatult esitatud joonisel 12.

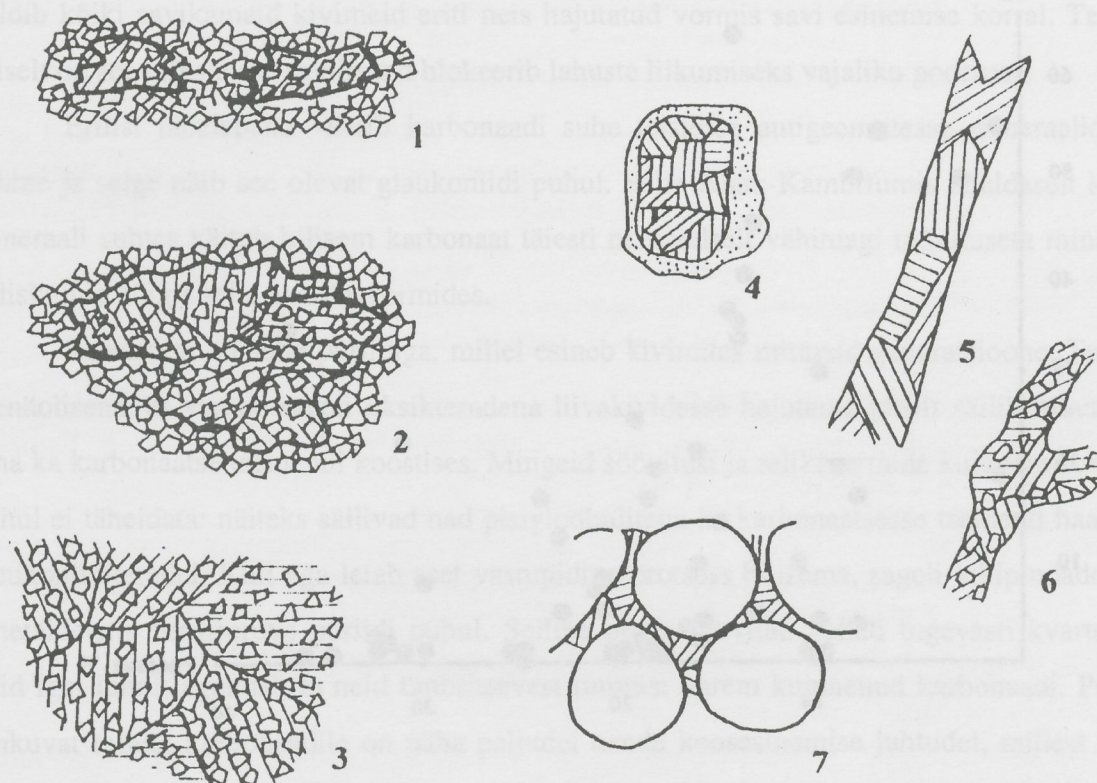
Esimesed vähesed karbonaadikogused fikseeruvad kivimis eraldi kogumitena, mis näitab karbonaatse aine üldist hajutatust kivimis ja selle kontsentreerumist üksiktuumade ümber. Need kogumid on sageli hargnevate piirjoontega, tungides erineva intensiivsusega eri suundades purdterade vahele (joonis 12,-1). Peatselt aine kristalliseerub, käitudes kustumis- pildis monokristallina. Monokristall haarab endasse enamasti kümnekond purdtera, mis kristallisatsioonijõuga üksteisest umbes 0,3–0,6 teraläbimõõdu võrra eemale nihutatakse. Väärrib rõhutamist niisuguste monokristalliliste tompude (alگوikiliitide) püsiv suurus 0,2–0,4 mm, mille dikteerib ilmselt algse poolkolloidse ainekogumi pindpinevuskarakteristika või siis monokristalli stabiilsust kindlustav kristallkeemiline tegur.

Intensiivsema tsementeerumise korral liitub kujunenud monokristallile üha uusi, mille tagajärjel moodustub mosaiikse siseehitusega suurem tombuke (joonis 12,-2). Selle mõõtmed olenevalt monoterade arvust on üsna varieeruvad, kuid ei ületa monokristalliliste tompude mõõtmeid enamasti üle 8–10 korra. Ka nende sageli juba silmaga nähtavate tombukeste väliskontuur on hargnev ja korrapäratu, selgeid kristallograafilisi piirdetahke neis ei kujune.

Edaspidi viib tsemendi areng mosaiikselt kustuvate liittombukeste omavahelisele ühinemisele ahelatesse või võrkstruktuuridesse, mis jätavad sageli enda vahele tsementeerumata kivimite jääksaari. Protsessi lõppfaasiks võib lugeda nende reliktsaarte kadumist mosaiiktompude vahelt, mille tulemusel võib rääkida juba väljapeetud basaalsest tsemendist vähemasti õhikuvälja piires (joonis 12,-3). Enamikul juhtudel on seegi pilt näiline, sest kivimi makroskoopilisel vaatlusel näeb ikka tema tombulist ehitust, s.t karbonaatse tsemendi ebaühtlast jaotumist kivimis. Nende makrotombukeste läbimõõt piirdub enamasti 5–10 mm (hernesliivakivi), kuid aeg-ajalt kohtab üksikutel kivimipangastel ka mitmesentimeetrilise läbimõõduga sfäärilisi kehi. Niiviisi moodustuvad sisuliselt karbonaatsed konkretsioonid – poikiloklastid, mille vahele jäävad nõrgemini tsementeerunud kivimialad mitmesugustes tsementatsioonistmetes. Olgu märgitud, et algse purdkarkassi laialinihutatuse aste jääb ka suurtes konkretsioonivormides samaks: protsess ei välju oluliselt kivimi algsest pooriruumist ja karbonaadi üldhulk suurteski poikiloklastides jääb maksimaalselt 30–35% piiresse. Ka see eripära näitab protsessi katageneetilist olemust: kristallisatsioonijõud suudavad kivimiosakesi ümber paigutada vaid piiratult.

Kivimisse tekkinud lõhetühemikes kujunevad karbonaadikristallid pisut teisiti. Enamasti kasvavad seal üksteise kõrvale tihedalt liitunud kristallid, mis sageli püüavad moodustada ka tasapinnalisi tahkusi (joonis 12,-5,6). Väiksetes ja kõverjoonelistes pragudes haaratakse kujunevate kristallide koostisesse ka üksikuid purdteri ja monokristalliliste terade piirjooned ähmastuvad (joonis 12,-6). See asjaolu näitab, et lõhekeste täitumine on üldtsementatsiooniga peaaegu üheaegne protsess ja kujunenud karbonaat ei esinda oluliselt hilisemat generatsiooni. Sama rõhutab ka kujunevate monokristallide ligilähedane suurus, kuigi lõheded oli nende kasvamiseks rohkem ruumi. Põhimõtteliselt samalaadne on ka üksikutes tühemikes, näiteks organismide uuristusjälgedes esinev karbonaat (joonis 12,-4). Niisugune tsementatsioon on omane kõigile stratigraafilistele tasemetele ja näib olevat universaalne jämedateralistele aleuroliitidele (0,05–0,1 mm) ja peeneteralistele (0,1–0,25 mm) liivakividele. Jämedateralistes liivakivides on protsess teistlaadne, lähenedes pigem lõhetäidetele-tühemikele (joonis 12,-7). See on igati mõistetav, sest jämedamate terade vahele jääv pooriruum on piisavalt avar monokristallide segamatuks kujunemiseks, mistõttu nad ei haaragi endasse purdteri. Ka on kristallisatsioonijõud seal suurte terade laialinihutamiseks ebapiisavad, mistõttu tsement ei arene sagedasti basaalseni, vaid peatub pooritaitelisel tasemel, jättes purdteradele piisavalt kokkupuutepunkte. Madalamat tsementatsiooniastet –

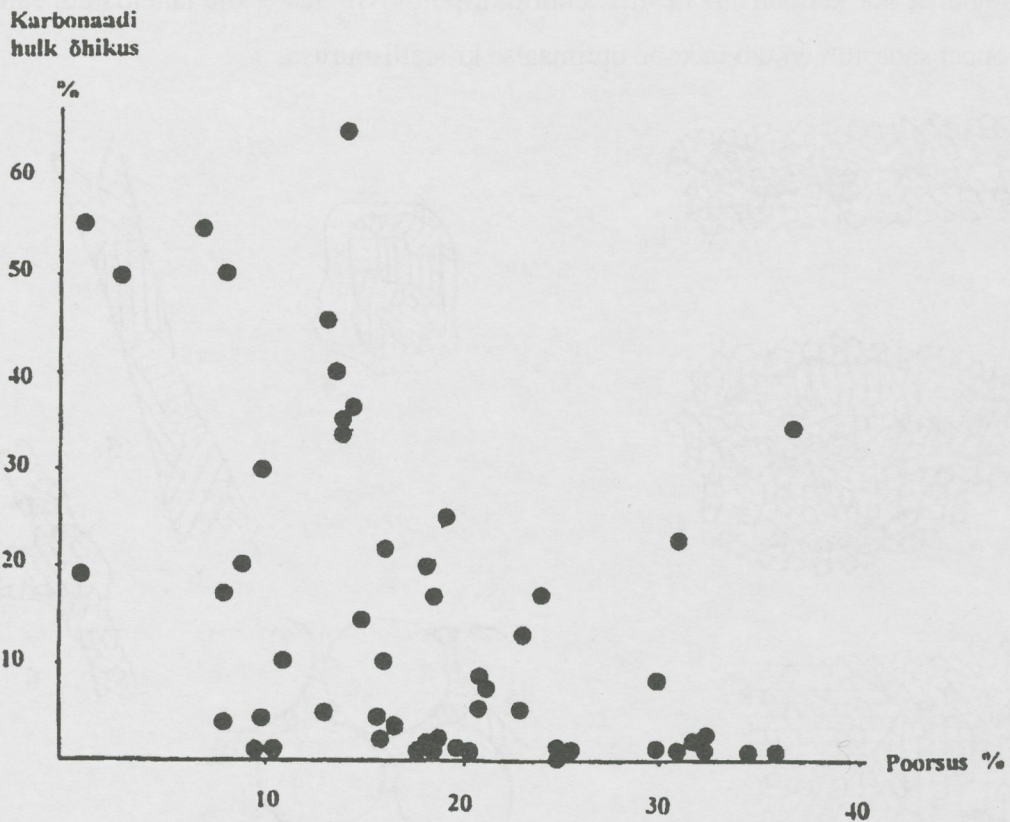
kontaktpuutelist või kelmelist – Eesti Kambriumi purdkivimites ei ole täheldatud. Järelikult, kui karbonaat sadestub, võtab ta kohe optimaalse kristallisuuruse.



Joonis 12. Karbonaatse mineralisatsiooni peamised tüübid Eesti Kambriumi liivakivides:

1–3 poikiloklastilise tsemendi areng peeneteralistes kivimites: algsete sopiliste piirjoontega lihtkristallide (1) liitumisel tekivad mosaiikse kustumispildiga tombud (2), mis tsemendi edasisel arenemisel võivad haarata kogu kivimi (3). 4–7 kivimis tekkinud tühemikes – bioturbatsioonikäikudes (4) või lõhedes (5) moodustuvad tasapindsete piirjoontega dolomiidikristallid, millesse suhteliselt harva haaratakse ka hajusaid purdteri (6). Samalaadselt formeerub tsement sorteeritud jäme- ja peenepurdsed kivimite avaras pooriruumis (7)

Kirjeldatud morfoloogiliste seaduspärasuste foonil pakub mõtlemisainet karbonaatse tsemendi seos kivimi poorsusega. Paraku on see suhe küllaltki ebamäärane ja vajab uurimist eksaktsete meetoditega. Olemasolev andmestik – karbonaatide hulga visuaalne hindamine õhikus ja õhukivimi dublikaatides määratud poorsus (jääkpoorsus) – ei näita selget korrelatsiooni (joonis 13). See on ka mõistetav silmas pidades karbonaatse komponendi väga ebahühtlast (tombulist) jaotumist kivimis ja purdterade nähtavat laialinihutatust tsemendivöön-
dite piires. Algse purdkarkassi moonutamine toimub kivimis erineval määral, sõltudes ilmselt savikomponendi sisaldusest nii kivimis endas kui ka tema naaberkihtides. Üldine seaduspära väga hägusal foonil siiski säilib: suuremate karbonaadihulkade puhul poorsus kahaneb. Kuid ikkagi tuleb märkida, et kõik poorid kivimis ei ole olnud tsementatsioonile avatud, vaatamata läbilõike suhteliselt nõrgale tihenemisele üldgeoloogilise kompaktiooni toimele.



Joonis 13. Õhikus jälgitava karbonaatse tsemendi hulga suhe kivimi jääkpoorsusega
 Poorsus muutub Eesti Kambriumi liivakivides-aleuoliitides laias diapasoonis ega ole eriti mõjutatud sekundaarsetest protsessidest. Vaid rohke karbonaadi (30–50%) koguse puhul kahaneb poorsus alla 15% (ülemine diagrammiväli). Karbonaadi väikesed kogused (diagrammi alumine väli) poorsust praktiliselt ei mõjuta. Ka vahepealsete koguste (5–30%) puhul selge korrelatsioon poorsuse näitajaga puudub

Lõpetuseks karbonaatse tsemendi toimest kaasnevatele mineraalidele. Valdavalt purdteradest kvartsile avaldab karbonaat söövitavat toimet, mida võib täheldada paljudes õhikutes. Kuid see toime näib olevat vaoshoitud, lühiajaline ja selektiivne, avaldades vaid kohati ja valides purdteradel kas lõhestatud või löökidel-murdumistel kujunenud ebastabiilsed pinnaosad. Korduvalt näeb, et sfääriliseks kulutatud siledapinnalisi teri karbonaat ei söövita, samas kõrval paiknevaid nurgelis-killulisi aga küll. Siiski, nagu öeldud, ei näi see protsess minevat kaugemale, sest skeletseid kvartsiterade jäänukeid kohtab haruharva. Ainult kohatise pindmise töötlusega piirduv söövitamine on kooskõlas eelnenud arutlusega kivimite poorsusest, mida kinnitab ka vabaneva räni hulga arvel toimunud mineraalsete uutmoodustiste puudumine kivimis. Üldhinnanguks teiste purdmineraalide söövituse kohta puudub terade vähesuse tõttu usaldusväärne andmestik.

Savimineraalide ja karbonaatide suhe näib olevat üksteist välistav. Saviseguseid segatsemente läbilõikes peaaegu ei esine. On võimalik, et vähene saviaines purdkivimite

poorides hävitatakse või assimileeritakse mingil jäljetul viisil kujuneva karbonaadi koostisesse. Kindlamaid järeldusi siin teha ei saa. Tundub pigem vastupidi: karbonaatne tsement väldib kõiki savikamaid kivimeid eriti neis hajutatud vormis savi esinemise korral. Teoreetiliselt on see mõistetav: savilisand blokeerib lahuste liikumiseks vajaliku poorsuse.

Erilist tähelepanu väärrib karbonaadi suhe teistesse autigeensetesse mineraalidesse. Lihtne ja selge näib see olevat glaukoniidi puhul. Selle Alam-Kambriumis laialdaselt leviva mineraali suhtes käitub hilisem karbonaat täiesti neutraalselt vähimagi mõjutuseta mineraali väliskujule kõigis selle avaldusvormides.

Keerukam on suhe püriidiga, millel esineb kivimites mitmeid generatsioone. Tundub tõenäolisena, et varane sageli üksikteradena liivakividesse hajutatud püriit säilib muutumatu ka karbonaatse tsemendi koostises. Mingeid söövitusi ja reliktvormide kujunemist nende puhul ei täheldata: näiteks säilivad nad pisigloobulitena ka karbonaatsesse tsementi haaratud glaukoniiditeradel. Küll aga leiab aset vastupidine protsess hilisema, sageli kihipindadel või lõhetäidetena formeeruva püriidi puhul. Selline püriit söövitab kohati tugevasti kvartsiteri, kuid igal juhul lagundab ta neid ümbritsevast ruumist varem kujunenud karbonaadi. Püriidi lõhkuvat toimet karbonaadile on näha paljudel nende koosinemise juhtudel, millest mõni näide on joonisel 10. Selline suhe vaadeldavate mineraalide vahel on mõistetav, pidades silmas nende formeerumise keemilisi iseärasusi. Mahulises mõttes võib aga öelda, et karbonaadist hilisema püriidi levik läbilõikes on väike ja piirdub enamasti Alam-Ordoviitsiumi orgaanikat sisaldava kiltsavi mõjupiirkonnaga, kajastudes eeskätt Põhja-Eesti paekalda piirkonnas Tiskre ja Lükati kihistus. Seetõttu on nähtusel tähendus pigem mineraloogiliste sündmuste ajalise järjestuse tõlgendamiseks.

Niisugused on karbonaatse tsementatsiooni kujunemise kõige üldisemad põhijooned Eesti alumises primaarse karbonaadi suhtes täiesti steriilses terrigeenses kivimikompleksis.

Lõpetuseks märkigem, et tsementatsiooniprotsessid mõjutavad kõige otsesemalt kivimite füüsikalisi omadusi, eriti neid, mis tulenevad kivimi poorsusest, niisiis kollektorlikke, elektrilisi ja tiheduslikke parameetreid. Paljudes töödes on neid süsteemselt käsitletud (Fizitšeskije svoistva porod ..., 1974; Shogenova jt, 2001) ja asjahuviline võib neist leida vajalikke arvnäitajaid. Käesoleva tööga on püütud juhtida tähelepanu eelkõige protsesside olemusele ja neis avalduvatele geoloogilistele iseärasustele. Kuidas see on õnnestunud, otsustab lugeja.

KIRJANDUS

- Ali, A.D., Turner, P. 1982. Authigenic K-feldspar in the Bromsgrove sandstone formation of Central England. *Journal of Sed. Petrology*, 52, 1, 187–197.
- Baskin, Y. 1956. A study of authigenic feldspars. *Journ. Geol.*, v. 64, 132–155.
- Bjorlukke, K.O. 1974. Geochemical and mineralogical influence of Ordovician island areas on epicontinental clastic sedimentation: a study of Lower Paleozoic sedimentation in the Oslo region, Norway. *Sedimentology*, v. 21, 251–272.
- Buyce, M.R., Friedman, G.M. 1975. Significance of authigenic K-feldspar in Cambro-Ordovician carbonate rocks of the Proto-Atlantic Shelf in North America. *Journ. of Sed. Petrology*, 45, 808–821.
- Hints, O., Kallaste, T., Kiipli, T. 1997. Mineralogy and micropalaeontology of the Kinnekulle altered ash bed Ordovician at Pääsküla, North Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 46, 3, 107–118.
- Kallaste, T., Pirrus, E. 1993. Feldspars in the terrigenous sedimentary rocks of Estonia according to X-ray analysis. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 43, 1, 211–220.
- Kastner, M. 1971. Authigenic feldspar in carbonate rocks. *Amer. Mineralogist*, v. 56, 1403–1442.
- Kastner, M., Siever, R. 1979. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *Amer. Journ. of Science*, v. 279, 435–479.
- Kiipli, T., Kallaste, T. 1995. Siluri kivimite geokeemilised muutused kontaktivööndis lasuva devoniga. *Rmt: Liivimaa geoloogia*. Tartu, 59–65.
- Kiipli, T., Kiipli, E., Kallaste, T. 1997. Metabentonite composition related to sedimentary facies in the Lower Silurian of Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 46, 2, 93–104.
- Kirsimäe, K. 1999. Clay mineral diagenesis of the Lower Cambrian “Blue clay” in the northern part of the Baltic Paleobasin. *Dissertationes Geologiae Universitatis Tartuensis*. Tartu, 1–113.
- Kleesment, A. 1998. Authigenic overgrowths of detrital feldspar grains in the Devonian sequence of the East Baltic. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 47, 4, 229–241.
- Kleesment, A., Pirrus, E., Puustusmaa, R. 1993. Devoni rauakonkretsioonid veeristena kvaternaarisetetes. *Eesti TA Toim. Geol.*, 42, 1, 1–8.
- Pirrus, E. 1992. Freshening of the Late Vendian basin on the East European Craton. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 42, 4, 141–147.
- Shogenova, A., Kirsimäe, K., Bityukova, L., Jõelet, A., Mens, K. 2001. Physical properties and composition of cemented siliciclastic Cambrian rocks, Estonia. *Nordic Petroleum Series, V. Nordisk Energiforsking*, Norway, 123–148.

- Teedumäe, A., Kiipli, T., Kallaste, T. 2001. Aspects of the dolomitization of the Mõhküla Beds (Silurian, Estonia). *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 50, 3, 190–205.
- Vaikmäe, R., Vallner, L. 1998. Estonian palaeogroundwater as archive of meltwater from Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*, Abstracts – 2 Workshop, St. Petersburg, 5–8 Feb. 1998, 49/56.
- Vilo, A. 1986. *Ehitusgeoloogia*. TRÜ, Tartu, 1–110.
- Weaver, M.P. 1967. Potassium, illite and the ocean. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31, 2181–2196.
- Woodard, H.H. 1972. Syngenetic sanidine beds from Middle Ordovician Saint Peter Sandstone, Wisconsin. *Journ. Geol.*, v. 80, 323–332.
- Битюкова Л.Я., Богашова Л.Г., Куличенко Л.Т. 1985. Геохимические особенности поровых растворов кембрийских глин Северной Прибалтики. В кн.: *Подземные воды и эволюция литосферы. Материалы конференции*, т. II, Москва, Наука, 69–70.
- Вахер Р.М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. 1962. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. *Тр. Ин-та геологии АН ЭССР*, 10, 319–335.
- Вийдинг Х.А., Клеесмент А.Э., Конса М.И., Хейнсалу Х.Н., Юргенсон Э.А. 1983. Эволюция минерального состава терригенного компонента осадочного чехла на южном склоне Балтийского щита. В кн.: *Терригенные минералы осадочных пород Прибалтики (под ред. Х. Вийдинг)*. Таллин, 7–22.
- Вийдинг Х., Ораспыльд А. 1978. О литологии и минералогии салдусской свиты в средней части Прибалтики. *Изв. АН ЭССР. Геология*, 27, 4, 119–129.
- Виноградов А.П., Ронов А.В. 1956. Эволюция химического состава глин Русской платформы. *Геохимия*, 2.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. 1990. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. Москва, Наука, 1–214.
- Жуков Ф., Петерселль В., Фомин Ю. 1987. Признаки палеозойского вулканизма в Эстонии. *Изв. АН ЭССР. Геология*, 36, 1, 6–13.
- Кийпли Т. 1983. О генезисе доломитов ордовика и силура в зоне контакта с перекрывающими отложениями девона. *Изв. АН ЭССР. Геология*, 32, 3, 110–117.
- Клеесмент А. 1984. Влияние вторичных процессов на количественное соотношение тяжелых аутигенных минералов. *Изв. АН ЭССР. Геология*, 33, 2, 70–77.
- Клеесмент А.-Л.Э., Курвитс Т.И. 1987. О минералогии граптолитовых аргиллитов тремадока Северной Эстонии. *Горючие сланцы*, 4, 2, 130–138.
- Коппелиович А.В. 1965. Эпигенез древних толщ Юго-Запада Русской платформы. *Труды ГИН АН СССР*, вып. 121. Москва, Наука, 1–312.

- Кордилов А.А. 1962. Минералогическая характеристика диктионемовых сланцев Маардуского месторождения. Изв. АН ЭССР, серия физ.-мат. и техн. н., 11, 1, 67–72.
- Куршс В.М. 1981. Конкреционный комплекс лодеской свиты верхнего девона. В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики (под ред. Э. Пиррус). Таллин, Ин-тут геол. АН ЭССР, 37–55.
- Лебедева А.И. 1956. О новообразовании полевых шпатов в кембрийских песках. Уч. Зап. ЛГУ, серия геол., вып. 7, 209, 73–79.
- Лоог А.Р., Петерселль В.Х. 1986. Геохимические показатели образования терригенных пород тремадока Эстонии. Уч. Зап. ТГУ, 759, 20–26.
- Лоог А., Петерселль В. 1990. Закономерности распределения малых элементов в фосфоритах Эстонии. Уч. Зап. ТГУ, 885, 68–83.
- Махнач А.А. 1989. Катагенез и подземные воды. Минск, Наука и Техника, 1–335.
- Муравьев В.И. 1971. Карбонаты терригенных пород – индикаторы стадий постседиментационного преобразования. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Москва, Наука, 145–153.
- Оя Т., Пиррус Э. 1986. Карбонатные минералопроявления в фосфоритонесной толще Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геология, 35, 3, 122–130.
- Пиррус Э. 1977. Основные черты карбонатной минерализации в терригенных отложениях Северной Прибалтики. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 26, 3, 191–197.
- Пиррус Э. 1981. Сидеритовая минерализация в котлинской свите – характерный процесс диагенеза в поздневендских глинах. В кн.: Аутигенные минералы терригенных отложений (под ред. Э. Пиррус). Таллин, Ин-тут геол., 56–77.
- Пиррус Э. 1986. Фациальные особенности строения вергальско-раусвеского железорудного уровня Балтийской синеклизы. В кн.: Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы (под ред. Э. Пиррус). Таллин, 99–109.
- Пиррус Э. 1991. Средний кембрий Эстонии. Изв. АН Эстонии. Геология, 40, 4, 141–151.
- Пиррус Э., Саарсе Л. 1979. Физико-механические свойства кембрийских глин Северной Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геология, 28, 2, 68–74.
- Прозорович Г.Э., Зарипов О.Г., Валюженич З.Л. 1970. Вопросы литологии нефтегазоносных отложений центральных и северных районов Западно-Сибирской низменности. Тр. Зап. Сиб. НИГНИ, вып. 26, 1–185.
- Пуура В., Вахер Р., Туулинг И. 1987. Тектоника. В кн.: Геология и полезные ископаемые Раквереского фосфоритонесного района (под ред. В. Пуура). Таллин, Валгус, 90–103.

- Пуура В., Раудсеп Р., Расс В., Туулинг И. 1983. О зонах дислокаций и вторичной доломитизации северо-восточной части Раквереского месторождения фосфоритов. Изв. АН ЭССР. Геология, 32, 3, 101–109.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П. 1971. Типы смешаннослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метаботонитах силура-ордовика Прибалтики. Литол. и полезные ископаемые, 2, 74–93.
- Утсал К., Кивимяги Э., Утсал В. 1982. О методике исследования и минералогии граптолитового аргиллита Эстонии. Уч. Зап. ТГУ, 527, 116–138.
- Утсал К., Юргенсон Э. 1971. Минералогия метаботонитов Эстонии. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 20, 4, 336–348.
- Физические свойства пород Балтийской синеклизы (под ред. Н.К. Озолинь). 1974. Рига, Зинатне, 1–140.
- Хейнсалу Х., Вийдинг Х. 1978. О минеральном составе нижне-ордовикских фосфатоносных и подстилающих их отложений в Северной Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геология, 27, 2, 46–52.
- Холодов В.Н. 1983. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 372, 1–152.
- Юргенсон Э.А. 1958. Метаботониты Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II, 73–85.
- Юргенсон Э. 1964. Силурийские метаботониты Эстонской ССР. В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, Институт геологии АН ЭССР, 87–100.
- Юргенсон Э. 1974. Распределение аутигенного кремнезема в силурийских отложениях Прибалтики. Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 23, 4, 322–331.
- Юргенсон Э., Вийдинг Х. 1982. Особенности кластогенеза в карбонатных породах нижнего палеозоя Северной Прибалтики. Изв. АН ЭССР. Геология, 31, 3, 85–93.

THE LITHIFICATION OF SEDIMENTARY ROCKS

Enn Pirrus

Summary

The lithification of sedimentary rocks, or, gradual compression of sediments in a water body into a hard rock, is a slow and complicated physical-chemical process. It is generally viewed as diagenesis, however, it is divided into sub-stages, whose treatment among researchers is far from unique and whose terminology is quite loosely used. It inhibits the development of this field of science. In the current work, the most widespread treatment methods of these terms are dealt with and applied against a background of rock formation in Estonian palaeozoic sedimentary complex. The generally acknowledged term *sedimentogenesis* (whether mechanical, chemical or biogenic) responds to the sedimentary process in the basin. Once the sediment has detached itself from the basin, specific changes will occur instantly in the newly formed sediment. In these changes, the most significant are the decomposition phenomena of the organic matter in the sediment, but chemical and physical factors dependent on the peculiarities of the basin are equally important. Thus, a rock is formed which reflects the nature of its formation environment. This phenomenon is called *diagenesis*. During its further existence, the rock may become subject to new conditions: it may be exposed to groundwater activity, or to high pressures and temperatures, until the matter has undergone complete metamorphosis. In other cases, the rock may once again reach the close-surface conditions and be exposed to weathering. These different circumstances of rock deformation should be treated separately, and they should be organised as stages following the diagenesis: *catagenesis*, *metagenesis-metamorphism*, *hypergenesis*, respectively (Fig. 1). Using the term *diagenesis* to describe them all dims the meaning of the term and does not favour the development of this scientific field.

The characteristic feature in the thickening process of classic Estonian palaeozoic sedimentary complex is the remarkably low lithification level, which is quite anomalous in rock complexes as old as this, therefore requiring special explanation. This phenomenon causes high porosity in rocks, friability in sandstones, plasticity in clays, good preservation of fossils, and it gives the rocks special characteristics in the applied works. There are three most important reasons for this phenomenon:

1. The small settling depth of rocks, i.e., during their existence they have not been buried deeper than 1.5 to 2 km.

2. The rock's constant exposure to active groundwater, which did not favour stagnant cementation processes in the rock pores.
3. The variety of climatic formation conditions in sedimentary basins, which caused different thickening processes on separate levels.

The analysis of the cooperation of those factors allows us to give a general understanding of the lithification phenomena in Estonian Palaeozoic. This concept is shortly described in the current work.

Some Estonian sedimentary rocks, e.g. some intermediate layers of the Lower-Cambrian, are, regardless of the absence of the primary lime matter in the sedimentary basin, cemented with later-period carbonates, which raises the problem of this matter's origin in the lithification process. Its source is most probably local elision water (Fig. 2), repelled during the compression of the Lower-Cambrian intermediate clay bed ("blue clay"); this is suggested by the lime matter disposition in the section under observation (Fig. 3).

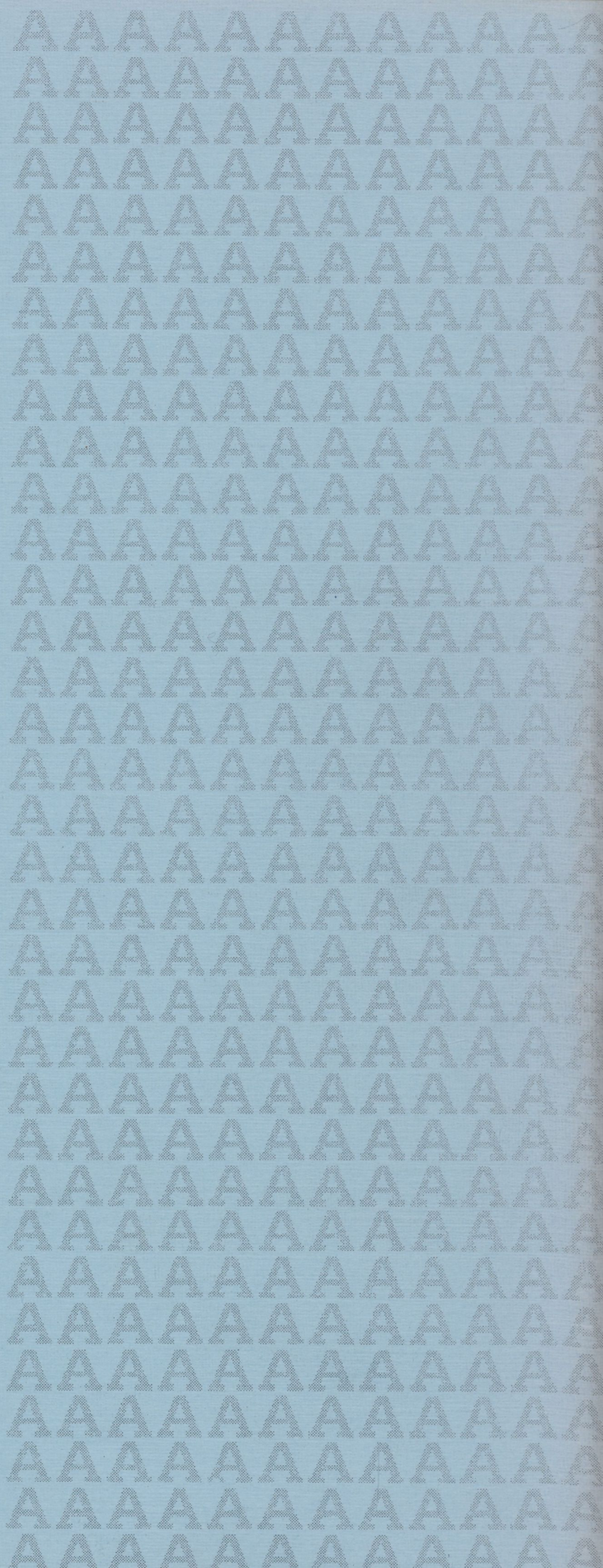
One of the phenomena marked in Estonian Palaeozoic sedimentary rocks is the formation of authigenic K-feldspar on some levels. It was intensive in the intermediate layers of volcanic ash, whose material was carried here from the borders of the western ocean (Fig. 4). In smaller quantities the process can be observed on the surfaces of some feldspar grains in sandstones (Fig. 5), and as microcrystals in the organic-rich argillites of the Tremadoc. Detailed investigations show that mainly the so-called low sanidine forms this way. It is a mineral of high K_2O and low Na_2O content, and with a low Si-Al disposition degree in the inner structure of the mineral (Figs 6, 7).

The secondary carbonate cement in Vendian and Cambrian sediments is a peculiar phenomenon in the compression history of Estonian rocks; this may also provide valuable information for interpreting similar occurrences in other regions. Therefore, local regularities are described in more detail by stratigraphical units in the final part of the work. For example, a regularity occurs in carbonaceous cementation being more limited in deeper rock complexes of Estonian and Latvian western regions. In high mountain pressure conditions, a decisive part is played by the compression compatibility between grains, which most likely caused the pores to be closed for later-period mineralising solutions (Fig. 9). In low-pressure conditions the cement develops as concretionary lumps, which join each other, forming complex chains and mosaic-patterned poikilites (Fig. 12). The process is usually accompanied by a slight shifting of grains. In a wider pore space, e.g. in gaps and in large-grained rocks, the

carbonates obtain clearer crystallographic outlines. The strongest cementation phenomena can be seen in the vicinity of a clay bed or even in its inclusions of sandstone lenses. Within one layer, the cementation is often intensified in the lower part of the layer, especially in the pocket-like depressions plunging into the clay (Fig. 11). 100 lamellae were used for studying cementation peculiarities, and the most characteristic examples are shown on photo tables (Tables I to IV).

Cementation reduces the porosity of the rock, but the connection between the amount of cement and the rock's porosity residue is not in a clear correlation (Fig. 13). This shows that cementation is also accompanied by the shifting of grains, restructuring of the rock, and the existence of some cement-free pore space. Sometimes carbonaceous cement corrodes the clastic grains of quartz, but only slightly, and only on uneven fraction surfaces or cleavages. The interrelation between clay minerals and carbonates is mutually exclusive: if the rock is rich in clay, the carbonates are almost non-existent. Carbonates do not corrode glauconite, but the case with pyrite is more complicated: while early pyrite is preserved unchanged on the inside of carbonaceous poiklites; the later-period pyrite corrodes carbonates (Fig. 10).

These are the main peculiarities, which became evident during the current study.



1918
TALLINNA
TEHNIKAÜLIKOOL

Mäeinstituut

