

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS

Nr. 31

DAIGA PIPIRA

**SUBAERĀLĀS ATSEGŠANĀS NOTIKUMU
PAZĪMES UN VEIDOJUMI
DEVONA SLĀŅKOPĀ LATVIJĀ**

PROMOCIJAS DARBS

doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozares
pamatiežu ģeoloģijas apakšnozarē

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

Promocijas darbs izstrādāts Latvijas Universitātes Ģeoloģijas nodaļas Pamatiežu ģeoloģijas katedrā no 2012. gada līdz 2015. gadam



IEGULDĪJUMS TAVĀ NĀKOTNĒ

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā «Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē»

Promocijas darba vadītājs:

Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, Dr. ģeol. (Latvijas Universitāte)

Recenzenti:

Ervīns Lukševičs, profesors, *Dr. geol.* (Latvijas Universitāte)

Raimonds Kasparinskis, docents, *Dr. geogr.* (Latvijas Universitāte)

Algimantas Grigelis, profesors, *Dr. habil.* (Dabas pētniecības centrs (Gamtos tyrimu centras), Lietuva)

Promocijas padomes sastāvs:

Vitālijs Zelčs, profesors, *Dr. geol.* – padomes priekšsēdētājs

Laimdota Kalniņa, asociētā profesore, *Dr. geogr.*

Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, *Dr. geol.*

Valdis Segliņš, profesors, *Dr. geol.*

Ervīns Lukševičs, profesors, *Dr. geol.* – padomes priekšsēdētāja vietnieks

Padomes sekretārs:

Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, *Dr. geol.*

Promocijas darbs pieņemts aizstāvēšanai ar LU Promocijas padomes ģeoloģijā 2015. gada 14. maija sēdes lēmumu Nr. 4/2015.

Promocijas darba atklāta aizstāvēšana notiks LU Ģeoloģijas promocijas padomes sēdē 2015. gada 26. augustā plkst.11.00, Rīgā, Alberta ielā 10, Jāņa un Elfrīdas Rutku auditorijā (313. telpa).

Promocijas darba kopsavilkuma izdošanu ir finansējusi Latvijas Universitāte.

Ar promocijas darbu ir iespējams iepazīties Latvijas Universitātes Bibliotēkā Rīgā, Raiņa bulvārī 19, un Latvijas Akadēmiskajā bibliotēkā Rīgā, Lielvārdes ielā 4.

Atsauksmes sūtīt: Dr. Ģirts Stinkulis, Latvijas Universitātes Ģeoloģijas nodaļa, Raiņa bulvāris 19, LV-1586, Rīga. Fakss: +371 6733 2704, e-pasts: Girts.Stinkulis@lu.lv

© Daiga Pipira

Latvijas Universitāte
www.lu.lv

SATURS

	lpp.
ANOTĀCIJA	5
ANNOTATION	6
IEVADS	7
1. DEVONA NOGULUMU VEIDOŠANĀS APSTĀKĻI UN SEDIMENTĀCIJAS PĀRTRAUKUMI BALTIJAS PALEOBASEINĀ	15
1.1. Apakšējais devons.....	16
1.1.1. Lohkovas stāvs.....	18
1.1.2. Lohkovas-Emsas stāvi	19
1.2. Apakšējais līdz vidējais devons	20
1.2.1. Emsas-Eifela stāvi.....	20
1.3. Vidējais devons.....	21
1.3.1. Eifela stāvs	21
1.3.2. Živetas stāvs.....	21
1.4. Augšējais devons	24
1.4.1. Franas stāvs.....	24
1.4.2. Famenas stāvs	29
2. NOGULUMIEŽU SUBAERĀLAS ATSEGŠANĀS PAZĪMES	32
2.1. Karsts	34
2.2. Autigēnie minerālie veidojumi	35
2.2.1. Māla minerāli	35
2.2.2. Autigēnais silīcija dioksīds	36
2.3. Stabīlie izotopi un ķīmiskais sastāvs	37
2.4. Kalkrēti un dolokrēti	38
2.4.1. Biogēnās un abiogēnās pazīmes	39
2.4.2. Pedogēnie un gruntsūdens kalkrēti un dolokrēti, to paveidi	42
3. MATERIĀLS UN METODES	49
3.1. Stratigrāfisko robežintervālu izvēle pētījumiem.....	50
3.2. Pētījumu objekti	51
3.3. Laboratorijas pētījumu metodes.....	55
3.3.1. Pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošana un analīze.....	56
3.3.2. XRD analīze un māla minerālu identifikācija.....	57
3.3.3. XRF, SEM un stabīlo izotopu analīze	60
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA	61
4.1. Burtnieku svītas dolokrētu veidojumi Veczemju klintīs.....	61
4.1.1. Dolomīta konkrēciju forma un saguluma apstākļi.....	61
4.1.2. Dolomīta konkrēciju tekstūras un minerālais sastāvs	63
4.1.3. Dolokrētu veidošanās apstākļi	66
4.2. Amatas svītas dolokrētu veidojumi Vizuļu iezī.....	67
4.2.1. Amatas-Pļaviņu svītu robežintervāla uzbūve un sastāvs atsegumā	68
4.2.2. Dolokrētu paveidi un tekstūras	74
4.2.3. Subaerālas atsegšanās mezo- un mikromorfoloģiskās pazīmes.....	77
4.2.4. Māla minerāli	82
4.2.5. Stabīlo izotopu attiecības un to liecības par dolokrētu veidošanās apstākļiem ..	82
4.3. Amatas svītas nogulumu Dzelmju un Riežupes atsegumos	85
4.4. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrēti Lētiņas grīvas atsegumā	86
4.4.1. Nīkrāces ridas uzbūve un sastāvs atsegumā	87
4.4.2. Dolokrētu paveidi un karsta pazīmes.....	90

4.4.3. Subaerālas atsegšanās mikrotekstūras	91
4.4.4. Minerālais sastāvs	94
4.4.5. Ķīmiskais sastāvs	96
4.4.6. Stabilo izotopu attiecības	98
4.4.7. Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās apstākļi	100
4.5. Gargždu sērijas nogulumi urbumā Piltene 1	102
4.5.1. Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāla uzbūve un sastāvs.....	102
4.5.2. Tekstūras un veidošanās apstākļi.....	105
4.6. Katlešu svītas Liepnas-Kupravas ridas robežintervāls Lielvārdē.....	107
4.7. Daugavas svītas nogulumi Remīnes karjerā	109
5. DISKUSIJA	112
5.1. Dolokrētu pedogēnas izcelsmes noteikšanas problēmas	112
5.2. Dolokrētu pedogēnas izcelsmes noskaidrošana pēc to uzbūves	114
5.2.1. Dolokrētu brekčijveida uzbūves interpretācijas iespējas	114
5.2.2. Sīkslāņotās tekstūras un pizolītu zonas kā pedogēno dolokrētu pazīmes	116
5.2.3. Analógisku tekstūru salīdzinājums dažāda vecuma dolokrētu interpretācijā ..	117
5.3. Minerāli – subaerālās atsegšanās indikatori.....	118
5.4. Dolokrētu paveidu izplatība un secību stratigrāfija	120
5.5. Paleogeogrāfiskie apstākļi un klimata izmaiņas	121
5.6. Dolokrēti un globālās okeāna ūdens līmeņa svārstības	124
SECINĀJUMI	126
IZMANTOTĀ LITERATŪRA.....	128

ANOTĀCIJA

Promocijas darba mērķis ir identificēt subaerālās atsegšanās notikumus devona periodā Latvijas teritorijā un noskaidrot ģeoloģiskos apstākļus un procesus, kas bija raksturīgi šiem notikumiem. Detalizēti pētīti Živetas stāva Burtnieku svītas, Franas stāva Amatas svītas un Famenas stāva Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumi. Pētījuma pamatā ir dolokrētu paveidu nodalīšana un veidošanās apstākļu interpretācija, pamatojoties uz to struktūru un tekstūru, minerālā sastāva, it īpaši māla minerālu pētījumiem, ģeoķīmisko, t. sk. O un C stabilo izotopu analīzi, kā arī pētījumiem SEM. Ir diskutēts par abiogēnu morfoloģisko pazīmju izmantošanu subaerālās atsegšanās apstākļu identifikācijā, par pētīto dolokrētu un atsevišķu to pazīmju veidošanos, kā arī par paleoģeogrāfisko apstākļu un paleoklimata ietekmi subaerālās atsegšanās epizodēs. Secināts, ka augšējā devona Amatas un Šķerveļa svītas dolokrētu veidošanās laikā ir atkārtājušas vairākas subaerālās atsegšanās epizodes.

RAKSTURVĀRDI: dolokrēti; paleoaugsnes; paleokarsts; O un C stabilie izotopi; XRD; paligorskīts.

ANNOTATION

The aim of the doctoral thesis is identification of subaerial exposure events during the Devonian Period in the territory Latvia and establishing conditions and processes during these events. Detailed studies were focused on the deposits of the Burtņieki Formation, Givetian, the Amata Formation, Frasnian, and the Nīkrāce Member of the Šķervelis Formation, Famennian. The research is based on recognition of types of dolocretes and interpretation of their origin by studies of structures and textures, mineral composition, especially clay minerals, geochemistry, including O and C stable isotope ratios, as well as SEM analysis. Discussion is focused on use of abiogenic morphological features as a tool for identification of subaerial exposure events, formation of dolocretes and specific features of them, as well as palaeogeographical and palaeoclimatic conditions of subaerial exposure episodes. It is concluded that there have been several repeated subaerial exposure episodes during the formation of dolocretes in the Amata and Šķervelis time, Late Devonian.

KEYWORDS: dolocretes; palaeosols; palaeokarst; O and C stable isotopes; XRD; palygorskite.

IEVADS

Subaerālas atsegšanās virsmu identificēšana un subaerālo apstākļu noskaidrošana ir aktuāla vairumā nogulumiežu slāņkopu, kuru pētījumos tiek pielietota secību stratigrāfijas metodika, lai izprastu nogulu uzkrāšanās un ūdens līmeņa svārstību mijiedarbību un prognozētu derīgo izrakteņu resursus. Sauszemes teritoriju platība arī ģeoloģiskajā pagātnē ir bijusi ievērojama, tomēr, neskatoties uz to, ģeoloģiskās liecības par seno kontinentu virsmas attīstību ir retas, nepilnīgas vai iztrūkst pilnībā, bet apzinātās teritorijas nereti ir telpiski izolētas un diahronas (Thiry et al., 1999).

Iepriekšējos Baltijas devona slāņkopas pētījumos aptuveni piecdesmit gadu garumā raksturoti galvenokārt sedimentācijas baseinā uzkrājušies nogulumi, kas atspoguļo seklas jūras un plašas tās piekrastes deltu un estuāru apstākļus (Savvaitova, 1977; Sorokin, 1978a, 1978b, 1981; Kurshs, 1975, 1992; Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009 u.c.). Nodalīto un interpretēto fāciju uzbūve, sastāvs un izplatība sniedz informāciju galvenokārt par laiku, kad notikusi sedimentācija ūdens vidē. Taču 60 miljonus gadu ilgajā devona periodā jūra no Baltijas valstu un kaimiņreģionu teritorijas vairākkārt atkāpās, atsedzot tur izveidojušos nogulumus Zemes virspusē un pakļaujot tos eksogēnajiem procesiem, piemēram, karsta, augšņu un dēdējumgarozu veidojumu attīstībai. Par to liecina L. Savvaitovas (Savvaitova, 1977), V. Sorokina (Sorokin, 1978a, 1981) un V. Kurša (Kurshs, 1992) atklātās un aprakstītās sedimentācijas pārtraukuma un izskalojuma virsmas gan devona klastiskajos, gan karbonātiskajos griezumos. Pie tam, balstoties uz sedimentācijas ātruma aplēsēm Baltijas devona baseina fāciju mūsdienu analogos (Einsele, 2000), devona slāņkopas ievērojamais biežums Baltijas valstu teritorijā, kas sasniedz 1000 m (Paškevičius, 1997), ir nepietiekams ilgajam laika intervālam, ko tas raksturo. Nepārtraukti uzkrājoties nogulām, vidējais sedimentācijas ātrums Baltijas devona baseinā atbilstu mazāk kā 2 centimetriem 1000 gados. Tas gandrīz sakrīt ar klastiskās sedimentācijas ātruma apakšējo robežu deltu līdzenumā ierobežotas nogulu uzkrāšanās telpas apstākļos vai nepārtrauktu karbonātu sedimentāciju ārējā šelfa zonā. Savukārt plūdmaiņu un deltu līdzenumos klastiskās sedimentācijas ātrums ir 2-100 cm / 1000 gados, bet maksimālais ātrums deltas nogāzē var sasniegt pat 500 cm / 1000 gados. Arī karbonātu sedimentācijas ātrums vidēji ir 5-300 cm / 1000 gados (Einsele, 2000). Baltijas devona slāņkopa pārsvarā veidojusies aktīvā hidrodinamiskajā vidē seklā jūrā, deltās un estuāros (Sorokin, 1978a; Kurshs, 1992; Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009), kur sagaidāmi salīdzinoši lieli sedimentācijas ātrumi (Einsele, 2000). Tāpēc laikposmiem, kad nogulu uzkrāšanās nav notikusi un valdījusi erozija, Baltijas devona baseina teritorijā, domājams, ir bijusi būtiska loma.

Tomēr neskatoties uz seklas jūras un piekrastes nogulumu dominanci devona slāņkopā, pēdējos gados kopš 21.gs. sākuma Latvijas devona pētījumos ir parādījusies dolokrētu jēdziens, norādot, ka devona klastiskajā slāņkopā izplatītie dolomīta cementa veidojumi varētu būt karbonātu garozas, kas attīstījušās, nogulumiem atsedzoties Zemes virspusē dažādos devona laikposmos (Stinkulis, 2004, 2006; Stinkulis, Spruženiece, 2011). Pasaulē ir plašāk pazīstami dolokrētiem analogie veidojumi kalkrēti, kas sastāv nevis no dolomīta, bet no kalcīta, taču abos gadījumos tie attīstās tuvu Zemes virsmai atmosfēras ūdeņu un gruntsūdeņu ietekmē un tādējādi ir būtiski paleoģeogrāfisko apstākļu indikatori (Wright, Tucker, 2009).

Pētījumu objekts

Pētījuma izstrādes sākumposmā, iepazīstoties ar ģeoloģisko literatūru (Savvaitova, 1977; Sorokin, 1978a, 1978b, 1981; Kurshs, 1975, 1992; Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009 u.c.), tika noskaidroti tie stratigrāfiskie līmeņi, kuros ir atzīmētas nesaskaņu (diskordanču), tai skaitā izskalojuma virsmas un subaerālās atsegšanās virsmas. Promocijas darbā pētāmo objektu apzināšanas stadijā tika noskaidrots, ka tieši dolokrētus saturošas slāņkopas satur visizteiktākās subaerālās atsegšanās pazīmes. Līdz šim nav tikuši veikti detalizēti pētījumi, kas tieši pierādītu subaerālas atsegšanās epizodes konkrētu slāņkopu veidošanās laikā, ņemot vērā to, ka dolokrētu attīstība var notikt arī zem gruntsūdens līmeņa (Wright, Tucker, 2009). Tādējādi šī pētījuma pamatā ir dolokrētu paveidu atpazīšana pēc to uzbūves un morfoloģiskajām pazīmēm un to veidošanās apstākļu raksturošana attiecībā pret Zemes virsmu un citiem paveidiem. Tas veikts apvienojumā ar citām analītiskajām metodēm, kā mikrotekstūru un māla minerālu pētījumi un dolomīta stabilo izotopu analīze.

Pētītajos devona nogulumos ir izplatīti dolokrēti, bet to veidošanās apstākļi un paveidi ir tieši salīdzināmi ar pasaulē daudz plašāk izplatītajiem un vairāk pētītajiem kalkrētiem, tādēļ arī šo karbonātisko veidojumu tipu nodalīšana un ģenētiskās interpretācijas ir salīdzinātas ar zinātniskās literatūras datiem (Therault, Desrochers, 1993; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010; Newell et al., 2012; u.c.) par kalkrētu paveidiem un veidošanos, kas plaši notiek arī mūsdienās. Pētījuma izstādi apgrūtina dolomitizācijas procesi un dolomīta pārkristalizēšanās, kas, domājams, dzēsuši ievērojamu daļu no sākotnējām, piemēram, biogēnajām, pazīmēm.

Detalizēti pētījumi veikti trīs ģeoloģiskajos objektos atšķirīgās stratigrāfiskajās vienībās, kurās nodalāmi dažādi dolokrētu paveidi:

- 1) vidējā devona Živetas stāva Burtnieku svītas mālaino nogulumu slāņkopā, kas satur dolomīta konkrēcijas, Veczemju klintīs;
- 2) augšējā devona Franas stāva Amatas svītas smilšakmeņu-aleirolītu slāņkopā, kas satur dolomīta cementa konkrēcijas un starpslāņus, Visuļu iezī;
- 3) augšējā devona Famenas stāva Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomīta slāņkopā Lētīzas upes lejtecē.

Vairākos no pēc literatūras datiem izvēlētiem un apsekotiem ģeoloģiskajiem objektiem dažādos stratigrāfiskajos līmeņos nesaskaņu virsmas netika konstatētas, iespējams, saistībā ar atsegumu izmaiņām vairāku desmitu gadu garumā kopš iepriekšējo pētījumu veikšanas. Promocijas darba materiālu un metožu, kā arī rezultātu sadaļā ir raksturoti arī tie dokumentētie griezumi, kur veikti pētījumi, bet subaerālās atsegšanās pazīmes neizdevās droši noteikti, taču šo pētījumu pilnveidošana būtu būtiska nākotnē.

Pētījuma mērķis un uzdevumi

Promocijas darba mērķis ir noskaidrot pazīmes un veidojumus, kas pierāda subaerālās atsegšanās notikumus Baltijas devona baseinā Latvijas teritorijā.

Mērķa sasniegšanai izvirzītie darba uzdevumi ir šādi:

- 1) apkopot informāciju par devona nogulumiežu veidošanos, sastāvu un izplatību, kā arī apzināt līdz šim iegūtos datus par sedimentācijas pārtraukumiem devona slāņkopā Baltijas paleobaseina teritorijā Latvijā un līdz šim noteiktajām nogulumu subaerālas atsegšanās pazīmēm;

2) apzināt informāciju par subaerālās atsegšanās pazīmēm līdzīga sastāva nogulumos pasaulē;

3) balstoties uz līdzšinējo pētījumu datiem, apsekot ģeoloģiskos objektus ar potenciālajām nogulumu subaerālas atsegšanās pazīmēm un sastādīt to ģeoloģiskos griezumus;

4) atlasīt detalizētiem pētījumiem piemērotākos ģeoloģiskos griezumus, balstoties lauka pētījumu datiem un makroparaugu un plānslīpējumu sākotnējo analīzi;

5) izvēlētajos ģeoloģiskajos griezumos veikt detalizētus nogulumiežu sastāva, tekstūru un struktūru pētījumus, kā arī mineraloģisko un ģeoķīmisko analīzi;

6) identificēt un aprakstīt subaerālās atsegšanās pazīmes pētītajos griezumos;

7) noskaidrot devona perioda paleoklimatisko apstākļu un gruntsūdens līmeņa svārstību ietekmi uz devona nogulumu subaerālās atsegšanās epizodēs.

Darba uzdevumi tika pilnībā izpildīti un izvirzītais darba mērķis ir sasniegts.

Pētījuma struktūra un promocijas darba vispārīgs raksturojums

Promocijas darbs ir sagatavots disertācijas veidā. Disertācija sastāv no 7 nodaļām, tā ir izklāstīta 134 lappusēs un satur 35 attēlus. Pirmajā nodaļā hronoloģiskā secībā apkopoti līdz šim zināmie priekšstati par sedimentācijas pārtraukumu virsmām un subaerālās atsegšanās pazīmēm devona slāņkopā atbilstoši iepriekšējo pētījumu datiem. Lai labāk izprastu nogulumu slāņkopu izmaiņu tendences šo virsmu tuvumā, hronoloģiskā secībā raksturots dažāda vecuma devona nogulumiežu sastāvs, uzbūve un veidošanās apstākļi Baltijas devona baseina teritorijā. Šī nodaļa promocijas darbā kalpo par pamatu subaerālās atsegšanās virsmu pētījumiem piemērotu stratigrāfisko intervālu un ģeoloģisko objektu izvēlei.

Otrajā nodaļā apkopota teorētiskā informācija par subaerālās atsegšanās pazīmēm dažāda vecuma nogulumiežu slāņkopās pasaulē – par to morfoloģiskajām, mineraloģiskajām un ģeoķīmiskajām īpatnībām, kā arī to izveidi ietekmējošajiem procesiem. Šis apraksts veidots, ņemot vērā tās subaerālo apstākļu pazīmes, kas līdz šim bija zināmas Latvijas devona nogulumiežos, un vispārējos priekšstatus par to veidošanās apstākļiem. Tādējādi promocijas darba autore šīs nodaļas izstrādē koncentrējusies uz tām pazīmēm, kas nogulumiežu subaerālas atsegšanās rezultātā varētu izpausties tieši Latvijas devona slāņkopā. Nodaļā īpaša uzmanība pievērsta kalkrētu un dolokrētu veidošanās apstākļiem, ģenētiski morfoloģiskajiem paveidiem un pazīmēm, kas norāda uz to veidošanos aerācijas zonā.

Trešajā nodaļā raksturots pētījumu materiāls un metodes. Ir pamatota pētāmo stratigrāfisko intervālu izvēle, raksturoti detalizēti pētāmo ģeoloģisko objektu izveles kritēriji un izmantotās lauka un laboratorijas pētījumu metodes. Aprakstīta arī nogulumiežu paraugu laboratorijas analīžu veikšanas gaita un metodika.

Ceturtajā nodaļā izklāstīti iegūtie pētījuma rezultāti un to interpretācija – ģeoloģisko griezumu raksturojums, nodalot nosacīti drošās un iespējamās, problemātiskās subaerālās atsegšanās pazīmes pēc atsegumu un seržu materiāla datiem. Raksturoti laboratorijas pētījumu būtiskākie rezultāti. Veiktas arī pētīto slāņkopu un dažādu subaerāli atsegto nogulumu morfoloģisko īpašību veidošanās tiešās interpretācijas, balstoties uz autores veiktajiem pētījumiem un analīzēm, kā arī otrajā nodaļā apkopoto teorētisko informāciju. Uzsvars ir likts uz trīs detalizēti pētītajiem griezumiem, taču iekļauti ir arī citos dokumentētajos griezumos iegūtie rezultāti. Detalizēti raksturoto griezumu pētījumu rezultāti ir izklāstīti secībā no zemākas līdz augstākas attīstības pakāpes dolokrētiem, kas sakrīt ar pētīto stratigrāfisko intervālu hronostratigrāfisko secību.

Piekto nodaļu veido diskusija. Šajā nodaļā ir plašāk izvēsta konkrēto objektu pētījumu rezultātu interpretācija, kas iesākta darba rezultātu nodaļā, atsevišķu dolokrētu morfoloģisko pazīmju un devona griezuma daļu veidošanos raksturojot arī no paleoģeogrāfiskā un paleoklimatiskā viedokļa. Ir diskutēts par abiogēnu morfoloģisko pazīmju izmantošanu subaerālās atsegšanās apstākļu identifikācijā un pētīto dolokrētu salīdzinājumu ar citur pasaulē pētītiem analogiem.

Promocijas darbs izstrādāts laika posmā no 2012. gada līdz 2015. gadam. Pētījumam nepieciešamie izejas dati un informācija iegūta Latvijas Universitātes (LU) Zemes un vides zinātņu bibliotēkā un VSIA „Latvijas Vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrs” Valsts ģeoloģijas fondā, Katlakalna urbumu seržu glabātavā, kā arī dabīgos atsegumos un karjeros, kas sīkāk norādīti nodaļā „Materiāls un metodes”. Kartogrāfiskā materiāla sastādīšanai izmantots LU ĢZZF ģeogrāfiskās informācijas sistēmas (LU ĢZZF Datu servisi) kopkatalogs.

Promocijas darba izstrādes gaitā pētīti un dokumentēti 12 ģeoloģiskie griezumi, kas atbilst kopumā 6 stratigrāfiskajiem intervāliem, t. sk. detalizēti pētīti devona Burtnieku, Amatas un Šķerveļa svītas nogulumu ģeoloģiskie griezumi. Ģeoloģiskās un mineraloģiskās pētījumu metodes pielietotas 8 ģeoloģisko griezumu pētījumos visos minētajos stratigrāfiskajos intervālos. Nogulumiežu paraugu laboratorijas pētījumi veikti vairākās institūcijās un to struktūrvienībās. LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes (ĢZZF) Iežu pētījumu laboratorijā veikta pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošana, kā arī paraugu sagatavošana minerālā un ķīmiskā sastāva analīzēm; ĢZZF Zemes zinātņu laboratorijā veikta pieslīpējumu un plānslīpējumu analīze mikroskopā. LU Ķīmijas fakultātē veikta rentgenstaru difraktometriskā analīze (turpmāk XRD), kā arī rentgendifraktogrammu apstrāde. Tartu Universitātes Zinātnes un tehnoloģiju fakultātē pētnieces Dr. Ilzes Vircavas vadībā nogulumiežu paraugiem veikta XRD analīze, elektronu mikrozondes, rentgenstaru fluorescences (turpmāk XRF) un skābekļa un oglekļa stabilo izotopu analīze, kā arī paraugu pētījumi ar skenējošā elektronu mikroskopa (turpmāk SEM) palīdzību.

Pētījuma aktualitāte

Subaerālas atsegšanās virsmu identificēšana un subaerālo apstākļu laikposmu noskaidrošana ir aktuāla dažāda veida pētījumos – fāciju analīzē, paleoģeogrāfiskajās rekonstrukcijās, secību stratigrāfisko modeļu izstrādē un arī sedimentogēnas izcelsmes derīgo izrakteņu prognozēs. Tomēr šīs virsmas ir problemātiski identificēt, interpretējot griezumus pēc urbumu datiem, kur pieejama ierobežota ģeoloģiskā informācija, gan pētot atsegumos viendabīgas slāņkopas ar vāji izteiktām stratigrāfiskajām robežām un ierobežotu faunas un floras kompleksu.

Šī pētījuma tēmas aktualitāte izpaužas vairākos ģeoloģijas zinātnes virzienos. Seno kontinentālo apstākļu pētījumi, kas aptver arī paleodēdēšanas procesus, ir būtiski, lai veiktu zinātniski pamatotas paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas un lai izprastu klimatisko apstākļu izmaiņas seno laikposmu gaitā, lai veiktu kontinentālās garozas celšanās, nogulumu sedimentācijas un erozijas ātruma pētījumus, kā arī lai precizētu globālās stratigrāfiskās korelācijas. Pētījumi ir tieši saistāmi ar secību stratigrāfijas metodiku, pilnveidojot subaerālās atsegšanās virsmu, kas tieši sakrīt ar izdalāmo secību robežvirsmām, identificēšanas tehniku, kā arī skaidrojot to veidošanos. Derīgo izrakteņu ģeoloģijā seno dēdēšanas procesu pētījumi ir nozīmīgi gan dēdējumgarozu rūdu izpētē, gan oglūdeņražu izpētē, pielietojot secību stratigrāfijas metodiku.

Seno kontinentālās dēdēšanas pazīmju pētījumi, salīdzinot ar mūsdienu augšņu horizontu pētījumiem, prasa plašāku ģeoloģisko griezumū raksturošanu, slāņkopu veidošanās apstākļu interpretāciju, kā arī izpratni par mūsdienu sauszemei netipiskām ģeoķīmiskajām īpašībām (Thiry et al., 1999). Tomēr, tā kā promocijas darbā tiek pētīta seno eksogēno procesu ietekme uz seniem nogulumiem, pētījums palīdz arī mūsdienu analoģu pētījumos un mūsdienu karbonātisko augšņu turpmākas attīstības prognozēšanā.

Pētījuma novitāte

Šim pētījumam ir ievērojama novitāte Latvijas, Baltijas valstu un kopumā Austrumeiropas platformas ziemeļrietumu daļas reģionālajā mērogā. Pētījumu rezultāti sniedz plašāku priekšstatu par kontinentālajiem apstākļiem un to ietekmi uz nogulumiem devona periodā Latvijas teritorijā, kas devona periodā bija daļa no Baltijas valstis, Krievijas rietumus un Baltkrievijas ziemeļus aptverošā Baltijas paleobaseina.

Pētījuma novitāte izpaužas arī tajā, ka analizēti ir dolokrēti, nevis pasaulē plašāk sastopamie un literatūrā biežāk aprakstītie līdzīgas cilmes veidojumi kalkkrēti. Darbā ir nodalīti un ar plašu metožu klāstu analizēti dažādi dolokrētu paveidi, daļa no kuriem ir interpretēti kā veidojušies aerācijas zonā, bet daļa, iespējams, ir gruntsūdens dolokrēti. Pētījums ļaus labāk izprast dolokrētus kā subaerālās atsegšanās pazīmes kopumā, globālā mērogā.

Pētījumam ir arī novitāte globālā mērogā, jo promocijas darba autorei nav zināmi darbi, kuros būtu pētīti viena perioda, taču dažādu tā laikposmu dolokrēti viena sedimentācijas baseina teritorijā. Promocijas darbā detalizēti pētīto senāko un jaunāko dolokrētu vecums atšķiras par aptuveni 25 miljoniem gadu, kas pie tam sakrīt ar būtisku sauszemes augu un to sakņu sistēmu evolūcijas laikposmu vidējā un vēlajā devonā (Algeo et al., 2001).

Pētījuma novitāte saistāma arī ar pielietoto lauka un laboratorijas metožu kopumu subaerālās atsegšanās virsmu pētījumos. Īpaši izceļama ir pielietotā skābekļa un oglekļa stabilo izotopu analīze, kas līdz šim Latvijas devona slāņkopas pētījumos un paleoģeogrāfiskajās rekonstrukcijās nav pielietota, neskatoties uz lielo karbonātiežu daudzumu devona griezumā. Stabilo izotopu analīze apvienojumā ar dolokrētu paveidu un karsta pazīmju pētījumiem, kā arī māla minerālu un ģeoķīmiskās analīzes datiem ļāva noskaidrot devona perioda beigu posma paleoklimatiskos apstākļus un to izmaiņu ietekmi uz nogulumiem.

Hipotēze

Devona periodā Baltijas paleobaseina teritorijā ir bijušas vairākas reģionālas un lokālas subaerālās atsegšanās epizodes, kuru laikā nogulumiežus ir ietekmējuši ģeoloģiskie procesi aerācijas zonā un tās tuvumā. Šo procesu ietekmi, tajā skaitā atkārtotu iedarbību, ir iespējams noskaidrot, izmantojot lauka un laboratorijas pētījumu metožu kompleksu.

Aizstāvēšanai izvirzāmās tēzes

1. Latvijas devona slāņkopā sastopamie dolokrētu horizonti sniedz plašu, daudzveidīgu informāciju par subaerālās atsegšanās laikposmiem un tiem atbilstošajiem ģeoloģiskajiem procesiem, klimata un paleoģeogrāfisko apstākļu izmaiņām.

2. Vienas dolokrētu slāņkopas veidošanās laikā ir iespējamas vairākas subaerālās atsegšanās epizodes, vairākkārtējas gruntsūdens līmeņa izmaiņas, kā arī atkārtotas klimatisko apstākļu izmaiņas.

3. Nepilnīgi attīstītu vai vēlākos procesos daļēji erodētu dolokrētu profilu analīzē ir iespējams izmantot salīdzinājumus ar cita vecuma, labāk izveidotiem un pilnīgāk attīstītiem dolokrētiem tā paša sedimentācijas baseina teritorijā.

4. Dolokrētu veidojumu, kuros nav atrodamas droši nosakāmas biogēnās pazīmes, pedogēno izcelsmi ir iespējams pamatot ar dolokrētu horizontu uzbūves un abiogēno pazīmju detalizētu dokumentāciju.

Aprobācija

Par promocijas darba rezultātiem sagatavoti 4 zinātniskie raksti, publicētas 3 starptautisku un 4 vietēju zinātnisko konferenču tēzes.

Papildus tam ģeoloģijas nozarē tai skaitā par promocijas darbā pielietotajām pētījumu metodēm ir sagatavoti 4 zinātniskie raksti, 2 raksti zinātniskās konferences materiālos, publicētas 1 starptautiskas un 2 vietēju zinātnisko konferenču tēzes (sadaļā „Citas publikācijas”).

Raksti zinātniskos žurnālos, kas indeksēti Web of Science un SCOPUS datu bāzēs
Pipira, D., Vircava, I., Stinkulis, Ģ., Jurševska, L., 2015. Multiple palaeosol formation events during the latest Devonian (Šķervelis Formation, Latvia). *Sedimentary Geology* [sagatavots publicēšanai]

Raksti recenzētos zinātnisko rakstu krājumos

Pipira, D., Kostjukovs, J., Stinkulis, Ģ., 2015. Mineral composition of dolocretes successions in Latvia, the Burtnieki and Amata Formations of the Devonian. *RTU zinātnisko rakstu sērija Materiālzinātne un lietišķā ķīmija* [pieņemts publicēšanai]

Pipira, D., Stinkulis, Ģ., 2015. Dolokrētu veidojumi devona Burtnieku svītas mālainajos nogulumos Veczemju klintīs. *LU rakstu Zemes un Vides zinātņu sērija* [pieņemts publicēšanai]

Pipira, D., 2013. Māla minerālu analīzes pielietojums selektīvai nogulumu slāņkopu izdalīšanai. *Valsts pētījumu programmas rakstu krājums: Vietējo resursu ilgtspējīga izmantošana – jauni produkti un tehnoloģijas (NatRes)*. Latvijas valsts koksnes ķīmijas institūts, Rīga, 61-65.

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos

Pipira, D., Stinkulis, Ģ., 2014. Dolocretes in the Middle to Upper Devonian boundary beds in Latvia. *The 9th Baltic Stratigraphical Conference (8-9.09.2014., Vilnius, Lithuania), Abstracts, Geologija 56*, 1(85), pp. 30-31.

Starptautisko konferenču tēzes

- Pipira, D., 2014. Subaerial exposure surfaces and their indicative features in deposits of the Baltic Devonian palaeobasin: Latvia, the Northern Europe. *International Seminar on Sedimentary Processes and Metallogeny Through Time (SPMT) – 2014 (21-23.01.2014. India, Dharwad), Abstracts*. Dharwad, SDM College of Engineering and Technology, pp. 65-69.
- Pipira, D. 2013. Clay mineral analysis for recognition of subaerial exposure events in the Devonian Burtnieki and Amata formations in Latvia. *2nd International Conference Clays, Clay Minerals and Layered Materials – CMLM2013 (11.-15.09.2013., St Petersburg, Russia), Book of Abstracts*, pp. 69.

Vietēju konferenču tēzes

- Pipira, D., Jurševska, L., Stinkulis, Ģ., Vircava, L., 2015. Karbonātisko augšņu pazīmes Šķerveļa svītas slāņkopā. *Latvijas Universitātes 73. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 216-218.
- Stinkulis, Ģ., Pipira, D., 2015. Devona Amatas svītas nogulumiežos sastopamo karbonātu ieslēgumu izpausmes reljefā Latvijā. *Latvijas Universitātes 73. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 220-222.
- Pipira, D., Stinkulis, Ģ., 2014. Dolokrētu paveidi Latvijas devona slāņkopā. *Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 224-226.
- Pipira, D., Stinkulis, Ģ. un Berga, L. 2013. Burtnieku un Amatas svītas dolokrētu minerālais sastāvs Latvijā. *Latvijas Universitātes 71. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 357-358.

Citas publikācijas

Raksti recenzētos zinātnisko rakstu krājumos

- Pipira, D., Karušs, J., Kostjukovs, J., 2012. Latvijas juras Papiles svītas mālainie nogulumi un to minerālais sastāvs. *RTU zinātnisko rakstu sērija Materiālzinātne un lietišķā ķīmija 26*, 28-36.
- Pipira, D., 2012. Juras mālaino nogulumu sastāvs un slāņkopu uzbūve *Strēļu un Pulvernieku apkārtnē un Zaņas upes ielejā. LU rakstu Zemes un Vides zinātņu sērija 789*, 6-18.
- Vircava, I., Pipira, D., Segliņš, V., Stunda, A., 2011. Rentgenstaru pulverdifrakcijas metodes illīta, illīta-smektīta noteikšanai un to pielietojums Latvijas māliem. *RTU zinātnisko rakstu sērija Materiālzinātne un lietišķā ķīmija 24*, 14-19.
- Pipira, D., Stinkulis, Ģ., 2011. Devona Lodes svītas uzbūve un sastāvs Liepas mālu atradnes rietumu daļā. *LU rakstu Zemes un Vides zinātņu sērija 767*, 117-124.

Raksti rediģētās zinātniskās grāmatās

- Tovmasjana, K., Stinkulis, Ģ., Karušs, J., Pipira D., Ostašovs, M., Zupiņš, I., 2011. Bāle II Sand Pit. In Stinkulis, Ģ., Zelčs, V. (eds.), *The Eighth Baltic Stratigraphical Conference – Post-conference Field Excursion Guidebook*, University of Latvia, Riga, pp. 33-36.

Stinkulis, Ģ., Upeniece, I., Karušs, J., Pipira, D., 2011. Neļķes Cliff. In Stinkulis, Ģ., Zelčs, V. (eds.), *The Eighth Baltic Stratigraphical Conference – Post-conference Field Excursion Guidebook*, University of Latvia, Riga, pp. 43-45.

Starptautisku konferenču tēzes

Pipira, D., Celiņš, I., Jaunžeikare, S., Karušs, J., Liepiņa, A., Ņelajevs, A., Stūris, V., 2011. Foraminifer assemblage from Jurassic deposits of Latvia. *The 8th Baltic Stratigraphical Conference (28.-30.08.2011., Riga, Latvia), Abstracts*. Riga, University of Latvia, pp. 52.

Vietēju konferenču tēzes

Pipira, D., Karušs, J. un Lūse, I. 2011. Juras mālu iegulumu apstākļi un minerālais sastāvs Strēļu atradnes ZR daļā. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 354-356.

Lūse, I., Segliņš, V., Karpovičs, A., Pipira, D., Randers, M., Stunda, A., Dūda-Čača, U. un Meijere, J. 2011. Māla iegulu sastāva dažādība Latvijā jaunām tehnoloģijām un produktiem. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 334-336.

Pateicības

Promocijas darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda (ESF) projekta Nr. 2009/0138/1DP/1.1.2.1.2/09/IPIA/VIAA/004 (LU ESS2009/77) „Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē” un ar Valsts pētījumu programmas Nr. 2010.10-4/VPP-5 ResProd 1. projekta GEO finansiālu atbalstu.

Lielu atbalstu pētījuma strukturēšanā, lauka pētījumos un rezultātu analizē sniedza promocijas darba zinātniskais vadītājs Latvijas Universitātes asociētais profesors ģeoloģijas doktors Ģirts Stinkulis. Ļoti lielu paldies es viņam saku arī par ieinteresēšanu dolokrētu pētījumu jautājumā un ar to saistītajām vērtīgajām diskusijām.

Paldies LU profesoram, ģeoloģijas doktoram Ervīnam Lukševičam par palīdzību un konsultācijām paleoģeogrāfisko jautājumu aspektā un vērtīgajiem ieteikumiem saistībā ar promocijas darba izstrādi. Augstu novērtēju LU profesora, ģeoloģijas doktora Valda Segliņa jebkurā laikā neatteiktās konsultācijas un atbalstu, kas studiju laikā ļoti palīdzēja.

Esmu ļoti pateicīga topošajam ķīmijas doktoram Jurim Kosjukovam par palīdzību un sadarbību rentgenstaru difraktometrijas un mālu mineraloģijas jautājumos. Paldies ģeoloģijas doktorei, Tartu Universitātes pētniecei Ilzei Vircavai par sākotnējo iesaistīšanu māla minerālu pētījumos, kā arī sadarbību un palīdzību Šķerveļa svītas nogulumu analītiskajos pētījumos, kas būtiski sekmēja šīs disertācijas tapšanu.

Augstāk minētajiem un visiem citiem Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes un Ķīmijas fakultātes, kā arī Tartu Universitātes Zinātnes un tehnoloģiju fakultātes mācībspēkiem un pētniekiem, kuri sniedza ieguldījumu dažādu šī pētījuma posmu realizācijā, es esmu pateicīga.

Liels paldies arī ģeoloģijas studentiem Laumai Jurševskai un Dāvidam Bērziņam par ieguldīto darbu, pētījuma izstrādes gaitā palīdzot kā lauka, tā arī kamerālajos darbos.

Īpašu paldies saku savam ģeoloģijas studiju līdzgaitniekam, topošajam ģeoloģijas doktoram Jānim Karušam par palīdzību, atbalstu un sadarbību disertācijas izstrādes posmos un visā studiju laikā.

1. DEVONA NOGULUMU VEIDOŠANĀS APSTĀKĻI UN SEDIMENTĀCIJAS PĀRTRAUKUMI BALTIJAS PALEOBASEINĀ

Baltijas paleobaseins Ziemeļ- un Centrāleiropā ir sāka veidoties vēlā vanda (ediakara) periodā un pastāvēja līdz mezozoja ērai, un tajā ir uzkrājušies arī attiecīgā vecuma nogulumi (Poprawa et al., 1999). Baltijas devona baseins bija sekla ūdenstilpe Eiramerikas paleokontinenta malā (Ponten, Plink-Bjorklund, 2007), un tas atbilst Baltijas baseina attīstības posmam devona periodā. Baltijas devona baseina teritorija (1.1. attēls) aptver Baltijas valstis – Latviju, lielāko daļu Lietuvas, izņemot tās dienvidus, Igaunijas dienvidu un ziemeļaustrumu daļu (Paškevičius, 1997), kā arī Baltkrievijas ziemeļrietumu daļu un Pleskavas, Ļeņingradas un Novgorodas apgabalus Krievijas rietumos. Austrumeiropas platformas ziemeļrietumu daļu, kur devona nogulumi ir plaši izplatīti un labi atsegti, sauc par Galveno devona lauku (Kurshs, 1992). Devona sistēmu šajā teritorijā veido daudzveidīgi klastisko nogulumu un karbonātiežu paveidi – māli, aleirolīti, smilšakmeņi, mergēļi, kaļķakmeņi, dolomītmergēļi, dolomīti un ģipši.

Devona sedimentācijas baseina galvenais grimšanas apgabals atradās Baltijas valstu rietumos un piegulošajā Baltijas jūras akvatorijā – tā bija Baltijas sineklīze devona Gargždu laikposmā un Latvijas-Lietuvas depresija lielākajā daļā devona perioda (Brangulis, Kaņevs, 2002). Tāpēc devona slāņkopas biezums palielinās virzienā no ziemeļaustrumiem uz dienvidrietumiem. Igaunijas dienvidaustrumos devona sistēma sasniedz 400 m biezumu, Latvijā tās biezums ir no 200 m ziemeļu daļā un 250 m dienvidaustrumu daļā līdz 800 m dienvidrietumos, bet Lietuvā no 100 m austrumos līdz pat maksimālajam 1 000 m biezumam Lietuvas rietumos (Paškevičius, 1997).

Baltijas devona baseina attīstību ietekmēja arī globālās litosfēras plātņu kustības un oroģenēzes procesi. Silūra periodā Baltijas paleokontinentam pievienojās Avalonijas mikrokontinents, kam sekoja Baltijas sadursme ar Laurentiju silūra vidū līdz devona sākumam. Sadursmes rezultātā Baltijas plātne pārvirzījās zem Laurentijas plātnes (Roberts, 2003) un izveidojās Kaledonīdu kalnu masīvi, t. sk. Skandināvijas Kaledonīdi (1.1. attēls). No jaunizveidotajiem kalniem apkārtējās jūrās ieplūda liels daudzums smilšaina, aleirītiska un mālaina drupu materiāla. Tāpat, domājams, šie tektoniskie procesi ietekmēja Baltijas devona baseina, kā arī tā atsevišķu daļu tektonisku celšanos un grimšanu.

No agrā devona līdz vēlā devona sākumam Baltijas paleobaseinā dominēja klastiskā sedimentācija seklā iekšzemes baseinā (Kurshs, 1992), domājams, pārsvarā deltu un estuāru apstākļos (Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009 u.c.). Izņēmums bija vidējā devona baseina maksimālās transgresijas laikposms, kurā izveidojās Narvas svītas mālaini karbonātiskie nogulumi (Kurshs, 1992). Sākot ar vēlā devona Franas laikmeta Pļaviņu laikposmu, sedimentācija turpinājās seklūdens baseinā, taču nozīmīga kļuva karbonātu sedimentācija un epizodiski uzkrājās arī ģipšainas nogulas (Sorokin, 1978a).

Iepriekšējos Baltijas devona slāņkopas pētījumos raksturoti galvenokārt sedimentācijas baseinā uzkrājušies nogulumi, kas atspoguļoto sekla jūras un plašas tās piekrastes deltu un estuāru apstākļus (Savvaitova, 1977; Sorokin, 1978a, 1981; Kurshs, 1992; Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009). Taču 60 miljonus gadu ilgajā devona periodā jūra no Baltijas valstu un kaimiņreģionu teritorijas vairākkārt atkāpās, subaerāli atsedzot tur izveidojušos nogulumus un pakļaujot tos eksogēnajiem procesiem, t. sk. karsta, augšņu un dēdējumgarozu u.c. veidojumu attīstībai, par to liecina L. Savvaitovas (Savvaitova, 1977), V. Sorokina (Sorokin, 1981, 1978a), V. Kurša (Kurshs, 1992) un citu pētnieku atklātās un aprakstītās sedimentācijas pārtraukuma un izskalojuma virsmas gan devona klastiskajos, gan karbonātiskajos griezumos. Domājams, ka kontinentāli apstākļi Baltijas paleobaseina teritorijā valdīja ievērojamu devona ģeoloģiskā laika daļu. Iespējami ilgie

laikposmi, kad aktīva nogulumu uzkrāšanās nenotika, arī nosaka, kāpēc būtiski pētīt ne tikai šo nogulumu veidošanās apstākļus, bet arī liecības par to subaerālu atsegšanos.



1.1. attēls. Vēlā vanda līdz mezozoja Baltijas paleobaseina izplatība Ziemeļ- un Centrāleiropas tektoniskajā kartē (pēc Poprawa et al., 1999)

Apzīmējumi: biezā pārtrauktā līnija – Baltijas paleobaseina robežas; KDF – Kaledoniņu deformācijas fronte; TTZ – Tornkvista-Tesera zona.

Figure 1.1. Location of the Late Vendian-Mesozoic Baltic Palaeobasin in tectonic map of the north-central Europe (after Poprawa et al., 1999)

Legend: thick dashed line – erosional edge of the Baltic Palaeobasin; KDF – Caledonian Deformation Front; TTZ – Tornquist-Teisseyre Zone.

Šajā nodaļā subaerālās atsegšanās pazīmes Latvijas devona slāņkopā raksturotas atbilstoši iepriekšējo pētījumu datiem. Lai labāk izprastu nogulumu slāņkopu izmaiņu tendences subaerālās atsegšanās virsmu tuvumā un attiecīgā vecuma nogulumu veidošanās apstākļus, ir veikts devona stratigrāfisko vienību, to nogulumu un veidošanās apstākļu plašāks apraksts, kurā hronoloģiskā secībā uzsvērti līdz šim zināmie priekšstati par subaerālā sedimentācijas pārtraukuma virsmām un subaerālās atsegšanās pazīmēm devona slāņkopā. Tas kalpo par pamatu stratigrāfisko līmeņu izvēlei detalizētiem pētījumiem.

1.1. Apakšējais devons

Agrā devona baseina dziļākā daļa atradās Baltijas paleobaseina teritorijas rietumu daļā. Austrumos baseinu norobežoja Viļakas valnis (Kurshs, 1992). Kontinentālo apstākļu ietekme Baltijas devona baseina teritorijā izpaudusies jau tā attīstības sākumposmā – agrā

devona Lohkovas un Prāgas laikmetu mijā (1.2. attēls), uz ko norāda izteikts un, domājams, relatīvi ilgs sedimentācijas pārtraukums, ko uzskata par Kaledonijas un Hercīnijas struktūrkompleksu robežu (Brangulis, Kaņevs, 2002).

NODAĻA	STĀVS	BIOSTRATIGRĀFISKĀS VIENĪBAS				Reģionālie stāvi	LITOSTRATIGRĀFISKĀS VIENĪBAS	
		KONODONTU BIOZONAS	AGNATHA BIOZONAS	BRUNUZIVJU BIOZONAS	AKANTOŽU BIOZONAS		R LATVIJA	Z, A, C LATVIJA
AUGŠĒJĀ	FAMENAS	<i>praesulcata</i>				ŠĶERVEĻA	ŠĶERVEĻA Sv	Z, A, C LATVIJA
		<i>expansa</i>		<i>B. ciecare</i>		KETLERU	KETLERU Sv	
		<i>postera</i>				PIEMARES	ŽAGARES Sv SNIKERES Sv	
		<i>trachytera</i>				SPĀRNENES	TĒRVETES	
		<i>marginifera</i>		<i>Bothriolepis ornata</i> <i>Phyllolepis</i>			MŪRU Sv	
		<i>rhomboidea</i>				AKMENES	AKMENES Sv	
		<i>crepida</i>				KURSAS	KURSAS Sv	
		<i>triangularis</i>			<i>Bothriolepis leptochaira</i>	JONIŠĶU	JONIŠĶU Sv	
		<i>linguiformis</i>				SAULU KRUOJAS	ELEJAS Sv	
	FRANAS	<i>rhenana</i>	<i>Psammosteus falcatus</i>	<i>Bothriolepis maxima</i>		AMULAS	AMULAS Sv	
		<i>jamieae</i>	<i>Psammosteus megalopteryx</i>	<i>Bothriolepis traudscholdi</i>		STIPINŪ	STIPINŪ Sv	
		<i>hassi</i>				PAMUŠU	OGRES Sv	
		<i>punctata</i>		<i>Bothriolepis cellulosa</i>		KATLEŠU	KATLEŠU Sv	
		<i>transitans</i>		<i>B. prima-</i> <i>B. obrutschewi</i>	<i>Devononchus concinnus</i>	DAUGAVAS	DAUGAVAS Sv	
		<i>falsiovalis</i>		<i>Asterolepis orbata</i>		DUBNIKA	SALASPILS Sv DUBNIKA Sv	
		<i>disparilis</i>	<i>Psammolepis paradoxa</i>	<i>Watsonosteus</i>		PLĀVIŅU	PLĀVIŅU Sv	
		<i>hermanni-cristatus</i>	<i>Psammolepis abavica</i>	<i>Asterolepis dellei</i>		AMATAS	AMATAS Sv	
		<i>varcus</i>	<i>Pycnosteus tuberculatus</i> <i>Pycnosteus pauli</i>		<i>Diplacanthus gravis</i>	GAUJAS	GAUJAS Sv LODES Sv SIETIŅU Sv	
VIDEJĀ	EIFELA	<i>hemiansatus</i>	<i>P. palaeformis</i>			BURTNIĒKU	BURTNIĒKU Sv	
		<i>ensensis</i>	<i>Sch. striatus</i>	<i>Coccosteus cuspidatus</i>	<i>N. kernavensis</i>	ARUKILAS	ARUKILAS Sv	
		<i>effilus</i>			<i>Ptychodictyon rimosum</i>			
		<i>koekelianus</i>			<i>Ch. estonicus</i>	NARVAS	NARVAS Sv	
		<i>australis</i>				PĒRNAVAS	PĒRNAVAS Sv PĒRNAVAS Sv RĒZEKNES Sv	
	<i>costatus</i>			<i>Laliacanthus singularis</i>				
	APAKŠĒJĀ	EMSAS	<i>partitus</i>	<i>Schizosteus heterolepis</i>			ĶEMERU	ĶEMERU Sv
			<i>patulus</i>	<i>Skamolepis fragilis</i>		<i>G. tauragensis</i>		
			<i>serotinus</i>					
			<i>inversus</i>					
<i>nothoperbonus</i>								
LOHKOVAS		PRĀGAS	<i>gronbergi</i>				STONIŠĶU	GARGŽDU SERIJA
			<i>dehiscens</i>					
			<i>pireneae</i>					
			<i>kindlei</i>					
			<i>sulcatus</i>					
LOHKOVAS	PRĀGAS	<i>pesavis</i>	<i>Phialaspis</i>		<i>Lietnvacanthus fossulatus</i>	TILŽES		
		<i>delta</i>						
		<i>eurekaensis</i> <i>postwoschmidti</i> <i>woschmidti</i>						

1.2. attēls. Devona stratigrāfiskais iedalījums Latvijā (Lukševičs et al., 2012).

Figure 1.2. Stratigraphic subdivision of the Devonian in Latvia (Lukševičs et al., 2012).

1.1.1. Lohkovas stāvs

Tilzes un Stonišķu reģionālie stāvi

Baltijas valstu teritorijā šie senākie devona nogulumi izplatīti galvenokārt Lietuvā un Latvijas austrumu un ziemeļrietumu daļā, jo Stonišķu laikposma beigās tika denudēta ne tikai liela daļa līdz šim izveidojušās apakšējā devona slāņkopas, bet Latvijas austrumu daļā arī liela daļa silūra slāņkopas, ordovika nogulumi un vietām pat senāki veidojumi (Kurshs, 1975, 1992; Brangulis, Kaņevs, 2002).

Lohkovas laikmeta baseins tiek uzskatīts par reliktu silūra baseinu – no atklātas jūras daļēji norobežotu seklu sāļūdens lagūnu (Kurshs, 1992). Lohkovas laikmetā turpinājās silūrā aizsākusies baseina aizpildīšanās, taču, atšķirībā no iepriekšējā perioda, kad baseinā nonāca galvenokārt mālaini karbonātiskas nogulas, devona sedimentācijas baseinā izgulsnējās lielāks aleirītiskā un smilšainā materiāla daudzums.

Baltijas devona baseinam Lohkovas laikmetā bija raksturīgas 3 fāciju zonas:

1) ziemeļu daļā tuvāk galvenajam sanesu avotam atradās piekrastes zona ar pazeminātu ūdens sāļumu un smilšainā materiāla sedimentāciju (Kurshs, 1992);

2) baseina austrumu-dienvidaustrumu malā atradās klastisko-karbonātiežu pārejas zona, ko veido kavernozi dolomītmerģeļi ar šūnveida-tīklveida tekstūru un ģipša lēcām un dzīslīņām, tā pieklāvās penneplenizētai sauszemei austrumos (Kurshs, 1992; Stinkulis, 2006);

3) baseina dziļākā daļa atbilst Baltijas sineklīzes centrālajai daļai Lietuvas teritorijā. Šeit Lohkovas stāva nogulumus veido karbonātiskie un mālaini aleirītiskie nogulumi, un slāņkopu iedala divos reģionālajos stāvos (turpmāk tekstā – RS) (1.2. attēls). Senāko Tilzes RS veido nogulumi ar subhorizontāli joslotu slāņojumu un vienmērīgu karbonātiskā materiāla piejaukumu – māli, aleirolīti, smilšakmeņi un smilšaini dolomīti. Jaunākā Stonišķu RS nogulumos ir lielāks smilšainā materiāla piejaukums, bet klastiskā un karbonātiskā materiāla nevienmērīga sadalījuma dēļ nogulumiem ir bumbuļveida un šūnveida tekstūras (Kurshs, 1992). Smilšakmeņos sastopami arī karbonātiežu oļi (Paškevičius, 1997).

Ārpus Baltijas sineklīzes centrālās daļas tai piegulošajā teritorijā Latvijā Tilzes un Stonišķu RS ir grūti nodalāmi pēc fosilijām un iežu sastāva, tāpēc tos apvieno Gargždu sērijā. Par to, ka Gargždu sērijas nogulumi veidojušies jūrā, liecina ievērojamos attālumos izsekojamie sedimentācijas cikli un fāciju zonu secība, kas līdzīga silūra jūras nogulumu fācijām (Kurshs, 1992, 1975). Tomēr V. Kuršs (1992, 1975) arī atzīmējis, ka Gargždu sērijas nogulumos ir saglabājušās pārskalošanas tekstūras un mālainajos nogulumos konstatētas žūšanas plaisas, kas liecina par sedimentācijas baseina seklumu un nogulumu uzkrāšanos lagūnas tipa baseinā.

Sedimentācijas pārtraukuma laikā Stonišķu laikmeta beigās sanesu avota austrumos attīstījās dēdējumgaroza, kuras materiāls tika pārskalots Lohkovas laikmeta beigās Ķemeru laikposma transgresijā (Kurshs, 1975).

Par sedimentācijas pārtraukumu un Gargždu sērijas karbonātu veidojumu iespējamo veidošanos subaerālās atsegšanās laikposmos ir norādes nesenos avotos (Stinkulis, 2006; Stinkulis, Spruženiece, 2011). Šie karbonātu veidojumi ir pētīti urbuma Atašiene-9 serdē, makroparaugos un plānslīpējumos LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes ģeoloģijas studenta U. Kļaviņa maģistra darbā 2009. gadā. Šī darba autors secinājis, ka subvertikālas plaisas, māla saveltņi ar cauraugošām dzīslām, šūnveidīgai līdzīga tekstūra un citas pazīmes liecina par to, ka Gargždu sērijā ir sastopami dolokrēti, kas, domājams, ir veidojušies subaerālos apstākļos.

1.1.2. Lohkovas-Emsas stāvi

Ķemeru reģionālais stāvs

Ķemeru laikposma transgresijā Lohkovas laikmeta beigās tika pārskalots dēdējumgarozas materiāls, kas sedimentācijas pārtraukuma laikā Stonišķu laikmeta beigās attīstījās sanesu avota austrumos (Kurshs, 1975). Ķemeru laikposmam atbilst Lohkovas laikmeta beigas, Prāgas un lielākā daļa Emsas laikmeta.

Ķemeru RS ar stratigrāfisku diskordanci uzguļ izskalojai Tilķes un Stonišķu RS virsmai, bet reģionos, kur šīs slāņkopas pilnībā denudētas – silūram un ordovikam (1.2. attēls). Ķemeru RS slāņkopa izplatīta Igaunijas dienvidos, Latvijā un Lietuvā, izņemot to austrumu daļu. Vietām Ķemeru RS pamatnē ieguļ smilķakmeņi vai konglomerāti ar pirītu un dolomīta cementu (Lyarskaya, 1981). Kopumā Ķemeru slāņkopas apakšējā daļa ir smilķaināka, bet augšējā daļa – mālaināka.

Ķemeru laikposma baseina ziemeļu un austrumu daļā pārsvarā uzkrājās smilķainās nogulas, noneses apgabala virzienā smilts frakcijas saturs nogulumos pieaug un Igaunijas dienvidrietumos pārsniedz 90% (Kurshs, 1992). Tādējādi Igaunijā, Latvijas un Lietuvas centrālajā un austrumu daļā Ķemeru RS pārstāvēts galvenokārt ar aleirītiski smilķainiem nogulumiem. Savukārt Latvijas un Lietuvas rietumu daļā, kas atbilst sedimentācijas baseina centrālajai daļai un padziļinājumam, Ķemeru RS pārstāvēts ar mālaini aleirītiskiem un smilķainiem nogulumiem ar māla, dolomīta vai ģipķa cementu slāņkopas apakšējā daļā un dolomīta ieslēgumiem slāņkopas augšējā daļā (Lyarskaya, 1981). Gar sedimentācijas baseina dienvidaustrumu daļā esoķo sauszemi uzkrājās arī mālaini karbonātiskas nogulas, tāpēc tur bez smilķakmeņiem un aleirolītiem izplatīti arī dolomītmerģeļi. Ķemeru RS nogulumi satur lielu daudzumu augu atlieku (Kurshs, 1975).

Ķemeru RS apakšējā robeķa viegli konstatējama vietās, kur tas uzguļ silūra vai ordovika karbonātieķu slāņkopai. Mazāk izteikta ir robeķa ar paguloķajām klastiskajām slāņkopām - Tilķes un Stonišķu reģionālo stāvu. Ķemeru RS pamatnes daļas nogulumi ir brūni, vāķi ķķiroti, un tie satur māla, aleirolīta vai smilķakmens starpkārtas un paparķaugu atliekas. Ķemeru RS augšējā robeķa viegli konstatējama rietumu reģionā, kur tai uzguļ gaiķi, rupjgraudaini Narvas RS smilķakmeņi, savukārt austrumu reģionā, kur Ķemeru RS smilķakmeņiem uzguļ tiem litoloģiski līdzīgie Rēzeknes svītas smiltsieķi, stratigrāfiskās robeķas noteikķšanai tikuķas pielietotas daķādas metodes - smago minerālu asociāciju izmaiņu pētīķumi un sporu analīze (Lyarskaya, 1981).

Ķemeru laikposma beigās, kas sakrīt ar agrā un vidējā devona robeķu, notika nāķamais nozīmīģais sedimentācijas pārtraukums (Kurshs, 1975; Brangulis, Kaņevs, 2002). Tomēr subaerālās atseģķšanās procesi ķī pārtraukuma laikā literatūrā līdz ķim nav tikuķi precīzāķ aprakķtīti.

1.2. Apakšējais līdz vidējais devons

1.2.1. Emsas-Eifela stāvi

Pērnavas reģionālais stāvs

Pēc sedimentācijas pārtraukuma, kas notika Ķemeru laikposma beigās, Pērnavas laikposma baseina maksimālās iegrimšanas apgabals bija pārvietojies no Baltijas paleobaseina teritorijas rietumu daļas uz centrālo un austrumu daļu (Kurshs, 1975; Brangulis, Kaņevs, 2002).

Pērnavas laikposma baseinā upes no noneses apgabala ziemeļos piegādāja lielu smilšainā materiāla daudzumu, tāpēc baseina ziemeļu daļā dominē smilšainie nogulumi. Savukārt nogulumos baseina dienvidu daļā, kuru saldūdens pieplūde nerasniedza, izveidojies arī dolomīta un ģipša cements. Baseina rietumu daļa atradās tuvāk atklātai jūrai, un tur uzkrājās arī smalkāks mālainais materiāls. Uz Viļakas vaļņa un austrumiem no tā bija izveidojusies liela karbonātu platforma, kas Baltijas centrālās daļas baseinu ar pazeminātu sāļumu un klastisko sedimentāciju norobežoja no evaporītu baseina Maskavas sineklīzē. Tādējādi austrumu virzienā samazinās klastiskā materiāla saturs un pieaug karbonātu, bet tālāk uz austrumiem arī evaporītu saturs nogulumos (Kurshs, 1992; Kurshs, Stinkulis, 1998).

Pērnavas RS klastisko-karbonātiežu pārejas zonas Austrumlatvijā pētījumos Ģ. Stinkulis (Stinkulis, 1998) identificējis vairākas pazīmes, kas liecina par slāņkopas vairākkārtēju atsegšanos Zemes virspusē un žūšanas procesiem:

– fāciju zonai tipiskajos zaļganpelēkajos dolomītmerģeļos ar viendabīgu tekstūru atsevišķos griezumā intervālos izsekojamas žūšanas plaisas, vīgvama tekstūras, pārskaloti žūšanas produkti un brekčijas, kas norāda uz to, ka mālaini karbonātiskā materiāla uzkrāšanās periodiski mijusies ar slāņkopas atsegšanos Zemes virspusē un žūšanas procesiem. To var interpretēt kā iespējamu vairākkārtīgu pāreju no lagūnas uz litorālā līdzenuma apstākļiem;

– dažāda ranga sedimentācijas ciklu augšdaļās iegulošajos gaišpelēkajos slēptkristāliskajos dolomītos konstatētas žūšanas plaisas, ģipša lēcas, halīta gliptomorfozes un pseidomorfozes, kas liecina par šo nogulumu veidošanos ļoti sekla baseina un paaugstināta ūdens sāļuma apstākļos, kā arī par biežu subaerālo atsegšanos.

Baseinu būtiski ietekmēja arī plūdmaiņu procesi, un pēc jaunāko pētījumu datiem visu Pērnavas RS veido transgresīva, plūdmaiņu kontrolēta estuāru slāņkopa (Tovmasjana, Plinka-Bjorklunde, 2010). Estuāru slāņkopas pamatnē izsekojama erozijas/iegauzuma virsma, kas liecina par to, ka vai nu erozija notikusi fluviālos apstākļos vēl pirms transgresijas un estuāra attīstības, vai arī to izraisīja plūdmaiņu straumes, pārejas posmā no regresīvā uz transgresīvo nogulu uzkrāšanās režīmu (Tovmasjana, Plinka-Bjorklunde, 2010). Pirmajā gadījumā erozijas/iegauzuma virsma atbilstoši secību stratigrāfijas metodoloģijai sakrīt ar secību robežvirsmu, un attiecīgajā laikposmā ir bijusi iespējama senāko nogulumu subaerāla atsegšanās.

1.3. Vidējais devons

1.3.1. Eifela stāvs

Narvas reģionālais stāvs

Narvas RS nogulumi izplatīti Lietuvā, izņemot tās galējos dienvidus, visā Latvijas teritorijā un Igaunijas dienvidu un dienvidaustrumu daļā (Paškevičius, 1997). Narvas RS Igaunijā un Latvijā nodala Vadjas, Leivu un Kernaves ridas, bet Lietuvā Vadjas un Leivu svītu apvieno Ledai svītā (Lukševičs et al., 2012). Narvas slāņkopai raksturīgi mālaini karbonātiski nogulumi – dolomīti un dolomītmerģeļi ar ģipša un anhidrīta piejaukumu, bet slāņkopas augšējā daļa – Kernaves rida – ir smilšaināka.

Narvas laikposmā notika agrā un vidējā devona plašākā transgresija, kas maksimālo izplatību sasniedza laikposma vidusdaļā, kad veidojās Leivu ridas nogulumi. Līdz maksimālajai transgresijai baseins attīstījās kā retrogradējoša sedimentācijas sistēma ar jauktu sastāvu, pārsvarā karbonātisku nogulu uzkrāšanos, bet klastiskā materiāla piegādi baseinā nodrošināja plūdmaiņu procesi. Pēc maksimālās transgresijas baseina attīstība bija progadējoša, ar dominējošu klastisko sedimentāciju (Tānavsuo-Milkeviciene et al., 2009).

Narvas laikposma baseina malas zonas aizņēma karbonātu sebhas, kur, jo īpaši baseina attīstības sākumposmā, kristalizējās evaporīti, kā arī dažādi vidējā un augšējā plūdmaiņu līdzenuma nogulumi. Centrālajā baseina daļā veidojās apakšējā plūdmaiņu līdzenuma karbonātiskas nogulas. Baseina attīstības sākumposmā teritorija uz ziemeļiem un austrumiem no tā bija subaerāli atsegta (Tānavsuo-Milkeviciene et al., 2009).

Narvas RS pamatnē iegūļ brekčija, kas sastāv no Narvas RS mālaini karbonātisko nogulumu un Pērnavas RS smilšakmeņu atlūzām. Brekčijas veidošanās tiek saistīta vai nu ar nogāžu procesiem (Kurshs, 1992), vai arī evaporītu šķīšanas un deformācijas procesiem sebhas vidē (Tānavsuo-Milkeviciene et al., 2009). Šādas brekčijas var būt tipiskas arī karsta procesu ietekmētām teritorijām, bet tas ir apšaubāmi brekčijas plašās un samērā vienmērīgās izplatības dēļ.

Pēc Narvas laikposma maksimālās transgresijas Kernaves un tam sekojošajā Arukilas laikposmā attīstījās plašas deltu sistēmas un norisinājās smilšainā materiāla sedimentācija (Tānavsuo-Milkeviciene, Plink-Björklund, 2009). Savukārt, pēc A. Klēsmēntes un J. Paškeviča viedokļa (Klēsment, 1997; Paškevičius, 1997) gan Kernaves ridas, gan Arukilas svītas nogulumi ir veidojušies seklas jūras apstākļos.

1.3.2. Živetas stāvs

Arukilas reģionālais stāvs

Arukilas laikposma baseins bija pārmantots no Narvas laikposma, un tajā bija pazemināts ūdens sālums. Drupu materiāla noneses apgabals atradās uz ziemeļiem no baseina, tāpēc smilšainās nogulas uzkrājās tā tuvumā, kā arī uz pacēlumiem baseina austrumu daļā, bet mālaini aleirītiskās – baseina centrālajā daļā, t. i. Latvijas centrālajā un dienvidrietumu daļā, kā arī Lietuvas rietumu daļā. Arukilas RS apakšējo daļu veido galvenokārt smilšakmeņi, bet augšējo – māli un aleirolīti (Kurshs, 1992).

Igaunijā Arukilas RS tiek sīkāk iedalīts Viljandi (smalkgraudaini smilšakmeņi), Kurekilas (smilšakmeņu, aleirolītu un konglomerātu ar māla ieslēgumiem mija) un Tarvastu (mālaini aleirītiskie nogulumi satur daudz konglomerātu starpslāņus) ridās, kuru nomaiņa tiek skaidrota ar jūras līmeņa svārstībām (Kleesment, 1997; Kleesment, Mark-Kurik, 1997).

Arukilas RS klastiskie nogulumi, izņemot baseina austrumu daļu, satur karbonātiskā materiāla piejaukumu: smilšakmeņos – karbonātu cementu, bet aleirītiski mālainajos nogulumos – daudzveidīgas formas karbonātu minerālu kunkuļus, dzīslīņas un konkrēcijas. Vietām baseina dienvidaustrumu daļā nogulumi satur ģipša piejaukumu un agrīni diaģenētisku dolomītu (Kurshs, 1992).

Arukilas svītas nogulumos Latvijas ziemeļrietumos dokumentēti arī dolokrētu veidojumi (Stinkulis, Spruženiece, 2011). Savukārt detalizētas fāciju analīzes rezultātā (Tānavsuu-Milkeviciene, Plink-Björklund, 2009) Narvas RS Kernaves un Arukilas RS slāņkopā izdalītas trīs progradējošas līdz agradējošām plūdmaiņu kontrolētas deltu slāņkopas, kuru augšējās daļās identificētas paleoaugsnes, kas norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos un sedimentācijas pārtraukumu. Šie nogulumi vietām izplatīti baseina dienvidu daļā, bet sastopami arī centrālajā un ziemeļu daļā biežumā līdz 1,5 m. Paleoaugsnēm ir divi tipi:

1) viendabīga, sarkana, violeta un rūsgana, bioturbētu mālaino nogulumu līdz ļoti smalkgraudainu un smalkgraudainu smilšakmeņu brekcija. Tajā ar rupjgraudaināku materiālu aizpildītas augu sakņu vietas un žūšanas plaisas. Uz slāņu virsmām un pašos nogulumos bieži vien dzelzs savienojumi. Šie veidojumi interpretēti kā augsnes, kas bagātas ar dzelzs savienojumiem un veidojušās subaerālas atsegšanās un sedimentācijas pārtraukuma laikā arīda klimata apstākļos;

2) cementēti vidēj- līdz rupjgraudaini smilšakmeņi ar karbonātu konkrēcijām un bumbuliem, mālaino nogulumu ieslēgumiem, vietām arī kalcīta dzīslām. Šie veidojumi interpretēti kā kalkrēti, kas veidojušies arīda vai semiarīda klimata apstākļos ar mazu nokrišņu daudzumu. Tie asociē ar mālainiem vai smilšainiem sīkslāņotiem un bioturbētiem deltu līdzenumu nogulumiem.

Burtnieku reģionālais stāvs

Burtnieku RS nogulumi ir plaši izplatīti Latvijas un Lietuvas teritorijā. To biežums pieaug virzienā uz ziemeļiem; Latvijas teritorijā tas sasniedz 23-89 m, bet Lietuvas teritorijā – 40-70 m. Denudācijas dēļ Burtnieku RS nogulumi nav sastopami tikai Kurzemes ziemeļrietumos. Igaunijas teritorijā Burtnieku RS nogulumi izplatīti dienvidrietumu daļā 20-90 km platā joslā, svītas biežumam pieaugot no rietumiem uz austrumiem (Kleesment, Mark-Kurik, 1997).

Latvijas un Igaunijas teritorijā Burtnieku RS nogulumi atbilst Burtnieku svītai. Igaunijas teritorijā svītu papildus sadala trīs ridās – Hermas (Härma), Korkilas (Koorküla) un Abavas. Lietuvas teritorijā Burtnieku RS nogulumi atbilst Butkūnu svītai. Burtnieku svītas apakšējā daļā iegul galvenokārt smilšainie nogulumi, bet augšējā daļu pārsvarā veido mālainie un aleirītiskie nogulumi (Kleesment, Mark-Kurik, 1997; Paškevičius, 1997).

Burtnieku laikposma baseinam Austrumeiropas platformas rietumos bija izteikta fāciju zonalitāte. Tas bija iekšzemes baseins, kam bija pazemināts ūdens sāļums un kas tā dienvidrietumos bija savienots ar atklātu jūru (Kurshs, 1992). Balstoties uz agrāko pētījumu datiem (Kurshs, 1992), baseina ziemeļu daļā bijusi zemūdens deltu zona. To apstiprina noslīdeņu depresijas Igaunijas dienvidos, kas aizpildītas ar mālainajiem nogulumiem.

Savukārt jaunākajos pētījumos tiek pausti viedokļi, ka visa Burtnieku RS slāņkopa varētu būt veidojusies plūdmaiņu ietekmētā deltu līdzenumā (Plink-Björklund, Björklund, 1999; Tovmasjana et al., 2011) un ka atsevišķas Burtnieku svītas slāņkopas daļas, kas nav saistītas ar stratigāfiskajām robežām, varētu būt ietekmētas subaerālās atsegšanās procesos (Stinkulis, Spruženiece, 2011; Tovmasjana et al., 2011).

Spēcīga plūdmaiņu ietekme uz Burtnieku svītas nogulumu veidošanos konstatēta Veczemju klintīs Vidzemes piekrastē. Vislabāk plūdmaiņu ietekme izpaužas nogulumos, kas atsegti klinšu joslas dienvidos. Tur 170 m garā joslā atsedzas slīpslāņoti smilšakmeņi ar uz dienvidiem virzienā krītošām slāņojuma virsmām. Šie nogulumu ir interpretēti kā plūdmaiņu sēru veidojumi. Uz ziemeļiem 305 m garā joslā atsedzas smilšakmeņu-aleirolītu slāņkopa – ar aleirolītiem griezuma apakšējā daļā un smilšakmeņiem griezuma augšējā daļā. Slāņkopas pamatnē ir erozijas virsma, un tā slīpi pārsedz klinšu dienvidu daļā esošos smilšakmeņus. Veczemju klinšu ziemeļu daļā ir atsegta mālainā slāņkopa, kas, domājams, veidojusies Burtnieku svītas plūdmaiņu procesu ietekmē ar mālainām nogulām aizpildoties plūdmaiņu kanālam (Tovmasjana et al., 2011).

Mālainās slāņkopas augšējā daļā (līdz 70-80 cm dziļumam) Veczemju klinšu ziemeļu daļā izplatītas arī dolomīta konkrēcijas; vietām tās ir ar V-veida formu un orientētas subvertikāli. Pastāv uzskats, ka šo dolomīta ieslēgumu klātbūtne varētu norādīt uz Burtnieku laikposma plūdmaiņu kanāla aizpildīšanos un subaerālu atsegšanos. Šie karbonātu sakopojumi detalizēti pētīti šī promocijas darba ietvaros un to pētījumu rezultāti apkopoti zinātniskā rakstā (Pipira, Stinkulis, 2015).

Gaujas reģionālais stāvs

Gaujas un Amatas RS stāva nogulumu izplatīti lielākajā daļā Lietuvas teritorijas, izņemot tās austrumu un dienvidu daļu, un Latvijas teritorijas, izņemot tās ziemeļrietumu un ziemeļaustrumu daļu, bet Igaunijas teritorijā tie sastopami tikai 20-40 km platā joslā dienvidaustrumu daļā. Lietuvas teritorijā Gaujas un Amatas RS stāva nogulumu apvienoti Šventojas svītā, bet Latvijas un Igaunijas teritorijā šiem reģionālajiem stāviem atbilst attiecīgi Gaujas un Amatas svīta (Paškevičius, 1997). Gaujas RS apakšējā daļā Latvijā un Igaunijā dominē smilšaini nogulumu, bet augšējo daļu veido galvenokārt mālaini aleirītiski nogulumu. Šī iemesla dēļ Latvijas ziemeļaustrumu daļā un Igaunijā Gaujas RS iedala pat divās litoloģiskajās vienībās – attiecīgi Sietiņu un Lodes svītā Latvijā (Kurshs, 1992; Lukševičs et al., 2012) un Sietiņu un Lodes ridā Igaunijā (Kleesment, Mark-Kurik, 1997). Sietiņu svītu (ridu) veido gaiši kvarca un kvarca-laukšpata smilšakmeņi, bet Lodes svītu (ridu) dažādi, raibi aleirolīti un māli ar dzeltenīgi pelēku, treknu mālu lēcām, kas tiek interpretētas kā deltas zemūdens nogāzes depresiju aizpildījums (Kurshs, 1992).

Šventojas svītas kopējais biežums sasniedz 70-100 m, un tās apakšējo daļu veido līdz 40 m bieza smilšakmeņu slāņkopa ar mugurkaulnieku atliekām. Svītas augšējā daļā smilšakmeņi mijas ar māla, aleirolīta un dolomītmerģeļa starpkārtām (Paškevičius, 1997). Gaujas svītas biežums Latvijas teritorijā ir 59-119 m, un tas palielinās virzienā no dienvidiem uz ziemeļiem. Svītas pamatnē bez smilšakmeņiem ar krasu robežu izsekojami arī bazālie konglomerāti, un slāņkopa kopumā sastāv no smilšakmeņiem un aleirolītiem, augšējā daļā izsekojamas arī biežākas māla lēcas. Lielāks māla saturs ir atzīmējams Latvijas-Lietuvas depresijas teritorijā. Gaujas svītas augšējā daļa Latvijas teritorijā ir mālaini aleirītiska (Kurshs, 1992).

Igaunijas teritorijā Gaujas RS nogulumu ar krasu robežu sedz Burtnieku RS mālus un aleirolītus. Slāņkopas pamatnē iegul balti, vāji cementēti kvarca smilšakmeņi, ko

slāņkopas vidējā un augšējā daļā nomaina mālu, aleirolītu un smilšakmeņu slāņmija. Gaujas RS nogulumu biezums Igaunijā 52-60 m (Paškevičius, 1997).

Gaujas laikposmā Baltijas devona baseins saglabāja līdzīgu fāciju zonalitāti kā Burtņieku laikposmā. Baseina ziemeļu daļā atradās deltu zona, kas Gaujas laikposmā progradēja dienvidu virzienā (Kurshs, 1992). Jaunāko pētījumu dati (Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009) apstiprina deltu apstākļu eksistenci, taču sniedz norādi par aluviālo apstākļu lielāku ietekmi. Pēc A. Pontenas un P. Plinkas-Björklundes viedokļa (Pontén, Plink-Björklund, 2007, 2009) Gaujas RS nogulumu ir veidojušies plūdmaiņu ietekmētā deltas līdzenumā un deltas nogāzē, kas, iespējams, varēja būt pakļauta arī subaerālu apstākļu ietekmei.

1.4. Augšējais devons

1.4.1. Franis stāvs

Amatas reģionālais stāvs

Kā jau augstāk minēts, Lietuvas teritorijā Gaujas un Amatas RS stāva nogulumu apvienoti vienā Šventojas svītā (Paškevičius, 1997), Latvijas un Igaunijas teritorijā Amatas svīta tiek izdalīta atsevišķi (Kurshs, 1992; Kleesment, Mark-Kurik, 1997).

Amatas RS veido smilšakmeņu un aleirolītu mija. Šīs svītas pamatnē iegul smilšaini nogulumu, vietām smilšaini aleirolītiski konglomerāti ar bruņuzivju atliekām. Smilšakmeņos sastopams arī lodīšveida kalcīta vai dolomīta cements, hetīta-hematīta konkrēcijas un fosforītu sakopojumi. Augstāk slāņkopā iegul dažādas pakāpes karbonātiski aleirolīti, kas bieži mijas ar smilšakmeņu slāņiem. Amatas RS biezums Latvijā ir 20-30 m, Gulbenes depresijā tas sasniedz 40 m, bet Igaunijā – 3-34 m (Paškevičius, 1997).

Amatas laikposma baseins bijis plaša un izteikta klastisko-karbonātiežu pārejas zona. Tās nogulumu raksturīgs karbonātu cements, karbonātu konkrēcijas, karbonātiskas dzīslīņas u.c., jo īpaši baseina rietumu daļā. Karbonātiskā materiāla saturs lielāks ir baseina rietumu daļā, bet samazinās virzienā uz austrumiem, kas mazākā mērā raksturīgi arī Burtņieku un Gaujas RS (Kurshs, 1992).

Amatas laikposma transgresija bijusi plašāka nekā Gaujas laikposmā. Amatas laikposma baseinam bija izteiktas divas fāciju zonas: Latvijas-Lietuvas depresijā un Maskavas sineklīzē uzkrājās seklūdens smilšaini mālainās nogulas, savukārt tuvāk noneses apgabalam baseina ziemeļu daļā galvenokārt uzkrājās smilšainas nogulas (Kurshs, 1992). Pēc jaunāko pētījumu datiem, Amatas RS nogulumu atbilst transgresīvam ciklam un veidojušies plūdmaiņu ietekmētos estuāros – plūdmaiņu ietekmētos fluviālajos kanālos un estuāru distālās daļas plūdmaiņu bāros (Pontén, Plink-Björklund, 2009).

Tomēr pēdējos gados ir izveidojies arī viedoklis, ka Amatas laikposmā sedimentācijas baseinā varētu būt notikušas nogulumu subaerālas atsegšanās epizodes, uz ko norāda Amatas svītas klastiskajos nogulumos izplatītie dolomīta slāņveida ieslēgumi, ar tiem raksturīgo uzbūvi un izplatību. Šo slāņveida ieslēgumu (plātņu) izplatības biežums pieaug virzienā uz Amatas slāņkopas augšu un dolomīta veidojumiem raksturīga šūnveid-dzīslveida tekstūra. Pēc šīm pazīmēm šo dolomīta veidojumu izcelsme tiek saistīta ar gruntsūdens dolokrētu veidošanos (Stinkulis, 2004; Stinkulis, Spruženiece 2011).

Pļaviņu reģionālais stāvs

Pļaviņu RS atbilst svīta ar tādu pašu nosaukumu (Lukševiĉs et al., 2012). Šī svīta atbilst nozīmīgām sedimentācijas apstākļu izmaiņām Baltijas devona baseinā. Klastisko sedimentāciju, kas risinājās jau kopš agrā devona, nomainīja mālaini karbonātisku un pēc tam arī karbonātisku nogulumu uzkrāšanās. Sedimentācijas procesi notika seklā iekšzemes jūrā – veidojās karbonātiskas nogulas ar bagātīgām jūras bezmugurkaulnieku fosilijām (Brangulis u.c., 1998).

Latvijas centrālajā un austrumu daļā un Lietuvas ziemeļu un vidusdaļā fosilijas saturošie karbonātieži ir pilnībā dolomitizēti, bet Latvijas ziemeļaustrumos un tālāk uz austrumiem Krievijas teritorijā ir saglabājušies līdzīgas uzbūves kaļķakmeņi. Latvijas rietumos, Lietuvas ziemeļrietumos un rietumos dominē mālaini dolomīti, dolomītmerģeļi un māli, kā arī ir sastopamas ģipša lēcas un slāņi (Sorokin, 1978a; Brangulis u.c., 1998; Lukševiĉs et al., 2012). Nozīmīgas sedimentācijas pārtraukuma un izskalojuma virsmas Pļaviņu svītā līdz šim nav atzīmētas. Tomēr V. Sorokins (1978a, 1981) atzīmē, ka starp Pļaviņu un Salaspils svītām, iespējams, ir bijis sedimentācijas pārtraukums plašā reģionā.

Dubņika reģionālais stāvs

Dubņika reģionālajam stāvam Latvijas teritorijas ziemeļaustrumos atbilst Dubņika svīta, bet centrālajā daļā un rietumos – Salaspils svīta (Paškeviĉius, 1997; Gailīte u.c., 2000). Dubņika RS un tam atbilstošo litostratigrāfisko vienību nogulumi ir jaukta sastāva, slāņos mainīgi – mālaini dolomīti, dolomītmerģeļi, māli, ģipši un dažāda tipa pārejas sastāva ieži. Faciāli mainīgie nogulumi ar trūcīgām organismu atliekām veidojušies seklā jūrā, līcos un lagūnās ievērojamā baseina regresijas fāzē (Sorokin, 1978a). Reģionāla mēroga sedimentācijas pārtraukuma un izskalojuma virsmas šajā slāņkopā līdz šim nav aprakstītas.

Salaspils svītas krāso un mainīgo faciālu izvietojumu noteica sedimentācijas procesi. Nogulu uzkrāšanās dinamiku ietekmēja baseina gultnes nelīdzenums zemūdens vaļņu, kāpļu un ielieču veidā. Zemūdens nelīdzenumi samazināja normāla sāļuma ūdens pieplūdi no austrumiem. Arīda klimata apstākļos sedimentācijas baseinā pieauga ūdens sāļums, kas veicināja agrīni diaģenētisko dolomītu un periodiski arī ģipšu veidošanos (Brangulis u.c., 1998).

Daugavas reģionālais stāvs

Daugavas laikposmā notika plašākā vidējās Franas transgresija Austrumeiropas platformas ziemeļrietumu daļā. Spēcīgai vidējā Franas laikposma transgresijai atbilst Oliņkalna laikposms, kam sekoja regresija Selgu laikposmā (Sorokin, 1978a).

Daugavas svītu veido dolomīti, mazākā mērā dolomītmerģeļi un māli. Baltijas valstu dienvidrietumos ir ģipša starpkārtas un piejaukums, bet Latvijas ziemeļaustrumos, Igaunijas dienvidaustrumos un Krievijas rietumos dolomīti pāriet kaļķakmeņos (Brangulis u.c., 1998). Šo svītu iedala trīs ridās – Oliņkalna, Selgu un Kranciema (Lukševiĉs et al., 2012).

Galvenā devona lauka centrālajā daļā, kur Oliņkalna ridas apakšējo daļu jeb Porhovas slāņus (Sorokin, 1978a) veido kaļķakmeņi un metasomatiskie dolomīti, tās robeža ar pagulošo Salaspils svītu ir krāsa. Novgorodas, Pleskavas un Vitebskas apgabalā, kā arī Latvijas austrumu un centrālajā daļā Oliņkalna rida transgresīvi un ar statigrāfisku

diskordanci uzguļ izskalotai un vietām arī karsta procesos skartai Salaspils svītas virsmai (Sorokin, 1981). Latvijas rietumu daļā un Lietuvā šī robeža ir mazāk izteikta. Robeža atrodas zem Oliņkalna ridas apakšējās daļas 1. ritma māliem un dolomītmerģeļiem un virs Salaspils svītas dolomītiem, ģipšiem un anhidrītiem. Oliņkalna rida no Salaspils svītas atšķiras ne tikai pēc iežu sastāva, transgresijas pazīmēm un paleoekoloģiskā kompleksa izmaiņām, bet arī pēc vidējās Franas lingulīdu, trohilisku, umbellu un sporu kompleksa (Sorokin, 1978a, 1981).

Oliņkalna ridas apakšējās daļas griezumos tās izplatības virzienā uz dienvidaustrumiem samazinās mālainība. Oliņkalna ridas augšējā daļa jeb Svinordas slāņi (Sorokin, 1978a) tās apakšējai daļai uzguļ transgresīvi un ar reģionālu izskalojumu, un šis laikposms atbilst visplašākajai vidējās Franas transgresijai. Tās pamatnē viscaur Galvenā devona lauka teritorijā, izņemot Kuršu ieplaku, izsekojams izskalojuma konglomerāts, gravelīts vai brekčija, kas lūzt plāksnītēs. Īpaši labi izskalojuma brekčija izpaužas Viļakas, Subates-Kokneses un Baldones valnī, kur tās biežums vietām sasniedz 0,4-0,5 m. Izskalojuma dziļums minētajos rajonos un Ludzas-Tālavas terasē vietām sasniedz 3-5 m, bet sašķeltā un sajauktā karbonātieža slāņa biežums sasniedz 0,8-1,3 m. Netālu esošajās Zemgales, Mālpils, Gulbenes u.c. ieplakās slāņu izskalojuma dziļums 0,2-0,8 m, bet brekčijas (konglomerāta) biežums – līdz 0,05-0,15 m; paralēli tam samazinās atlūzu izmēri, palielinās šķirotība un noapaļotība (Sorokin, 1981). Galvenā devona lauka austrumu daļā brekčija sastāv no kaļķakmeņu vai metasomatisku dolomītu atlūzām ar Oliņkalna ridas augšdaļai (Svinordas slāņiem) raksturīgām bezmugurkaulnieku atliekām.

Selgu rida (Brangulis u.c., 1998; Gailīte u.c., 2000) jeb Ilmeņa slāņi (Sorokin, 1978a) ir intensīvi faciāli mainīgi un raksturo vidējā Franas laikmeta baseina regresīvo fāzi (Sorokin, 1978a). Selgu ridas nogulumu galvenokārt sastāv no dolomītmerģeļiem, dolomītiskiem māliem un mālainiem dolomītiem (Brangulis u.c., 1998). Galvenā devona lauka austrumos un ziemeļaustrumos Selgu ridu pārstāv raibi māli, aleirolīti, smilšakmeņi ar jūras un tās piekrastes organismu atlieku sakopojumiem. Dienvidaustrumos šai ridai pieder raibi māli un mālaini organogēni kaļķakmeņi ar gliemežiežu starpkārtām, kurās ir bagātīgas augu un dzīvnieku atliekas. Tomēr Selgu ridā sugu daudzveidība ir mazāka nekā pagulošajā Oliņkalna ridā (Sorokin, 1981). Selgu ridai analoga slāņkopa acīmredzot izplatīta arī Mālpils un Zemgales ieplakā, un tur to pārstāv raibi māli un dolomītmerģeļi, bet Kuršu ieplakā, domājams, Tatulas svītas augšējās, ģipšainās daļas dolomīti ar māla un anhidrīta starpkārtām (Sorokin, 1981). Selgu ridas augšējā robeža sakrīt ar reģionāla izskalojuma virsmu, kas veidojusies nākamā laikposma sākumā. Latvijas centrālajā, dienvidaustrumu, ziemeļrietumu un Baltkrievijas ziemeļaustrumu daļā rida ir gandrīz viscaur daļēji vai pilnīgi izskalota. No izskalošanas saglabājušos griezuma daļu pārstāv dolomitizēti kaļķakmeņi un dolomīti ar retām stenohālīnu jūras un eirihalīnu organismu atliekām (Sorokin, 1981).

Kranciema laikposma sākumā notika reģionāls izskalojums. Tas skāris gan Selgu, gan Oliņkalna ridu, bet vietām Kranciema rida tieši pārsedz pat Dubņika RS veidojumus (Sorokin, 1981). Izskalojuma virsmai Kranciema ridas pamatnē uzguļ organogēni kaļķakmeņi un kaļķakmeņi-gliemežieži, ko virzienā uz rietumiem aizvieto kavernozi kvarcītveida dolomīti vai smilšakmeņveida dolomīti, bet Galvenā devona lauka ziemeļrietumu daļā un Latvijas ziemeļrietumu daļā – smilšakmeņi ar kalcīta, dzelzs vai dolomīta cementu (Sorokin, 1978a, 1981).

Katlešu reģionālais stāvs

Katlešu RS Latvijā un Lietuvā pārstāv svīta ar tādu pašu nosaukumu, bet Igaunijā attiecīgā vecuma nogulumi nav konstatēti (Lukševičs et al., 2012). Katlešu svīta uzguļ izskalotai, vietām karstētai un ar dzelzs savienojumiem bagātinātai Daugavas svītas augšējai daļai (1.2. attēls). Katlešu svītas pamatnē ir vērojamas izteiktas regresijas pazīmes, kas virzienā uz griezumā augšu izpaužas kā petrogrāfiskā sastāva un paleontoloģiskā kompleksa izmaiņas (Sorokin, 1978a).

Kopumā Katlešu svītu veido sarkani, pelēki un raibi karbonātiski māli, aleirolīti un dolomītmerģeļi ar aleirolītu, smilšakmeņu un mālainu un smilšainu dolomītu starpkārtām. Katlešu svītas biezums ir 1,5-24,5 m, bet vietās, kur ir izveidojusies šīs svītas augšējā daļa, Kupravas rida, 40-56 m un vairāk. Katlešu svītai raksturīgs regresīvas uzbūves cikliskums (Sorokin, 1978a).

No Katlešu svītas nogulumiem Latvijā plašāk ir izplatīti tās apakšējo divu daļu – Ikšķiles un Liepnas ridas – nogulumi. Latvijas austrumu, centrālajā un ziemeļrietumu daļā Katlešu svīta ir sastopami tikai šo ridu nogulumi. Centrālajā un Austrumlatvijā šīs ridas galvenokārt sastāv no mālaini dolomītiskiem nogulumiem, un to biezums mainās no 3 līdz 24 m. Rietumlatvijā un Lietuvā šī slāņkopa ir mālaina un merģelaina; tās biezums ir 3-5 m Kurzemes ziemeļos un līdz 30-35 m Kurzemes dienvidrietumos. Pēdējā reģionā nogulumi satur retas dolomīta vai ģipša starpkārtas. Katlešu svītas augšējā daļa – Kupravas rida – izplatīta lokālu laukumu veidā (Sorokin, 1978a). Izskalojuma virsmas ir aprakstītas visu trīs Katlešu svītas ridu kontaktos.

Ikšķiles ridā tās transgresīvajā apakšējā daļā nelielā biezumā ieguļ izskalojuma brekcija, kaļķakmeņu oļi, ko Viļakas valnī nomaina analogi dolomīti ar uzduļķojuma tekstūru. Izskalojums ir skāris Daugavas svītas Kranciema ridas augšējo daļu. Veļikajas (Pleskavas apgabalā) un Gaujas baseinā Ikšķiles rida uzguļ dziļi un intensīvi karstētiem, dzelžotiem karbonātiskiem Daugavas svītas Kranciema ridas nogulumiem. Šeit Katlešu svītas pamatnē izskalojuma brekcija nav pārstāvēta. Reizēm to aizstāj eluviālā brekcija vai karbonātu zvirgzdu sakopojumi (Sorokin, 1978b, 1981). Šīs ridas augšējai daļai ir regresīva uzbūve un nogulumus pārstāv daudzkrāsainu mālu un nedaudz mālainu dolomītmerģeļu slāņmija ar zemjainiem mālainiem dolomītiem, smilšainiem dolomītiem un smilšakmeņiem. Ridās kopējais biezums ir 2-9,8 m.

Liepnas ridu veido galvenokārt smilšakmeņi un raibi mālaini aleirolīti, ko Latvijas dienvidu daļā aizvieto dolomīti un dolomītmerģeļi. Ģeoloģiskajā griezumā Lielvārdē pie Rumbiņas ietekas Liepnas ridas augšējā daļa ir krasa, ar karsta kabatām, kas aizpildītas ar uzgulošās Kupravas ridas sarkanvioletajiem māliem. Zem karsta kabatām nevienmērīgi un dažādā biezumā šķīdināts un pārkristalizēts dolomīts. Ridās nogulumu biezums ir 5-12 m (Sorokin, 1978a, 1978b).

Kupravas rida Katlešu svītas augšdaļā izplatīta atsevišķu lokālu laukumu veidā un ridu veido raibi māli. Ridās biezums ir no dažiem metriem, bet pieaug austrumu virzienā līdz 40 m pie Kupravas. Lielvārdes apkārtnē Kupravas rida uzguļ ļoti nelīdzenai, karstētai un dzelžotai Liepnas ridas dolomītmerģeļu un smilšainu dolomītu virsmai. Arī pašu Kupravas ridu sedz Ogres svīta ar reģionāla izskalojuma virsmu (Sorokin, 1978a; Sorokin, 1978b). Pēc neseno pētījumu datiem (Stinkulis, Spruženiece, 2011) Kupravas ridas augšējā daļā Kupravas māla atradnē dokumentēta dolomīta veidojumu slāņkopa biezumā līdz 1 m – iespējamie dolokrēti, kas varētu liecināt par nogulumu subaerālu atsegšanasos.

Pamūšas reģionālais stāvs

Pamūšas reģionālajam stāvam Latvijā atbilst Ogres svīta, ko veido Lielvārdes, Rembates un Suntažu ridas (Sorokins, 1981; Paškevičius, 1997). Svītas nogulumi ir izplatīti gandrīz visā Latvijas teritorijā, izņemot ziemeļu un dienvidaustrumu reģionus, tās biezums mainās no 15 līdz 18 m Latvijas rietumu daļā līdz 50 m austrumos (Brangulis u.c., 1998).

Ogres laikposma baseinam bija raksturīgs no iepriekšējo laikposmu sedimentācijas baseiniem atšķirīgs fāciju izvietojums. Daugavas un Katlešu laikposmos baseina transgresija noritēja no austrumiem, bet Ogres svītas veidošanās laikā ūdens teritorijai uzplūda galvenokārt no dienvidiem un dienvidrietumiem (Polijas-Vācijas baseina). Šim laikposmam raksturīga sekla jūra ar visai intensīvu klastiskā materiāla pieplūdi no ziemeļiem (Lukševičs et al., 2012).

Lielvārdes ridu veido smalkgraudaini kvarca-laukšpata smilšakmeņi ar karbonātu un dzelzs savienojumu cementu, Latvijas dienvidrietumos vietām sastopams arī poikilotopisks ģipša cements. Smilšainajiem nogulumiem uzguļ aleirolīti, māli un dolomītmerģeļi. Lielvārdes ridas bazālajai daļai raksturīgas "zivju brekčijas" (zivju atlieku sakopojumi), kā arī kvarca oļi un māla saveltņi. Līdzīga sastāva nogulumi veido Rembates ridu, to biezums un mālainība pieaug pie Rīgas-Pleskavas kāples, bet Latvijas pašos dienvidrietumos smilšakmeņu fācija vietām pāriet smilšainos dolomītos, savukārt Kurzemes dienvidos nogulumi satur ģipsi. Suntažu rida sastāv no raibiem māliem, dolomītmerģeļiem ar aleirolītu un smilšakmeņu starpkārtām (Brangulis u.c., 1998).

Stipinu reģionālais stāvs

Stipinu reģionālo stāvu gan Latvijā, gan Lietuvā pārstāv Stipinu svīta, kurā Latvijā nodala Imulas un Bauskas ridas (Paškevičius, 1997; Gailīte u.c., 2000).

Stipinu svītas dolomīti un dolomītmerģeļi ar aleirolītu, mālu un ģipšu starpslāņiem veidojušies jūras transgresijas posma laikā. Jūra, tāpat kā Pamūšas laikposmā, teritorijai uzplūda no dienvidiem un dienvidrietumiem, taču klastiskā materiāla piegāde bija ievērojami mazāka. Jūras sāļums baseina centrālajā daļā bija tuvs normālam un dominēja karbonātu sedimentācija (Brangulis u.c., 1998).

Imulas rida sastāv no dolomītiem, mālainiem dolomītiem, dolomītmerģeļiem un retām mālu starpkārtām, Bauskas ridu veido dolomīti ar retām dolomītmerģeļu starpkārtām, kuru mālainība pieaug virzienā uz ziemeļiem (Lukševičs et al., 2012). Stipinu laikposma jūras pulsāciju veida transgresija savu maksimumu sasniedz Bauskas ridas veidošanās laikā, kad marīnie karbonātiskie nogulumi veidojās visā Latvijas teritorijā. Karbonātiskie nogulumi Latvijas dienvidos izceļas ar daudzveidīgām bezmugurkaulnieku atliekām (brahiopodi, gliemeži u.c.), bet mālainajos un smilšainajos karbonātiskajos nogulumos, kas veidojās tuvāk krastam, ir fiksētas tikai eirihālno organismu atliekas – ostrakodi, lingulīdi un zivis (Brangulis u.c., 1998).

Stipinu svītas nogulumi ir izplatīti pārsvarā Rietumlatvijā, bet Latvijas austrumu daļā, galvenokārt Gulbenes ieliecē, pēc virsmas subaerālās atsegšanās un daļējas denudācijas Stipinu laikposma beigu daļā (1.2. attēls) tie ir saglabājušies kā salveida palikšņi. Stipinu svītas biezums mainās no 3 līdz 5 m izplatības areāla ziemeļu daļā līdz 18 m uz dienvidiem no Liepājas-Saldus un Matkules kāples (Brangulis u.c., 1998).

Amulas reģionālais stāvs

Amulas reģionālā stāva nogulumu ir sastopami tikai Latvijas-Lietuvas ieliecē (1.2. attēls) un Latvijas teritorijā tos pārstāv Amulas svīta (Paškevičs, 1997). Amulas svītas nogulumu – smilšakmeņi, aleirolīti, māli, dolomīti un dolomītmerģeļi ar ģipša starpslāņiem un lēcām, ir veidojušies pulsējošas jūras regresijas fāzē, pārsvarā seklas jūras un lagūnu vidēs (Brangulis u.c., 1998). Baseina pamatne bija hipsometriski nevienmērīga, tādēļ sedimentācijas apstākļiem bija raksturīga liela dažādība. Pazeminājumos starp kāplēm un lokālajiem pacēlumiem sastopami māli un dolomītmerģeļi, bet pacēlumos uzkrājās smilšaini karbonātiskas nogulas.

Kopumā Amulas svītas nogulumu karbonātiskums palielinās dienvidu un dienvidrietumu virzienā, bet to smilšainība palielinās uz ziemeļiem - nogulu cilmavota virzienā. Teritorijas dienvidaustrumos, gar Baldones kāpli un dienvidrietumos, uz dienvidiem no Liepājas-Saldus kāples nogulumu ir ģipšaini (Sorokins, 1981). Ģipša ieslēgumi un starpkārtas norāda uz sedimentācijas baseina seklumu, savukārt žūšanas plaisas mālos un aleirolītos liecina par īsām subaerālās atsegšanās fāzēm. Svīta maksimālo biezumu (17-28 m) sasniedz uz dienvidiem no Liepājas-Saldus un Matkules kāplēm (Brangulis u.c., 1998).

1.4.2. Famenas stāvs

Famenas stāvu (1.2. attēls) veido dažādu nogulumu – smilšakmeņu, dolomītu, dolomītmerģeļu, mālu aleirolītu, kaļķakmeņu, slāņu mija ar komplicētu uzbūvi. Nogulumu mainās ne tikai vertikāli, bet arī laterāli (Brangulis u.c., 1998; Lukševičs et al., 2012). Famenas stāva nogulumiežu slāņa biezums Latvijā mainās no 90 līdz 120 m (Brangulis u.c., 1998) un tie ir izplatīti tikai Latvijas dienvidrietumu daļā un Lietuvas ziemeļrietumos.

Sedimentācijas baseins Famenas laikposmā atradās Latvijas-Lietuvas depresijā un tam bija raksturīgas nevienmērīgas ūdens līmeņa svārstības, atkārtoti savā starpā mijoties transgresijas un regresijas fāzēm. Famenas baseins rietumos un dienvidrietumos epizodiski savienojās ar atklātu jūru un maksimālās transgresijas posmos tajā caur Pripetes ielieci ieplūda ūdens arī no Viduskrievijas jūras. Organogēno kaļķakmeņu fācijas lomas pieaugums Lietuvas rietumos un dienvidrietumos liecina, ka tur atradās baseina centrālā daļa. Galvenais noneses apgabals, tāpat kā iepriekšējos devona laikposmos, atradās uz ziemeļiem no baseina (Brangulis u.c., 1998; Lukševičs et al., 2012).

Kruojas līdz Spārnenes reģionālie stāvi

Famenas stāva apakšējās daļas – Elejas svītas – nogulumu atbilst Kruojas un Šauļu reģionālajiem stāviem. Elejas svītas nogulumu Latvijas teritorijā sasniedz 10-22 m biezumu un sastāv no mālu, dolomītu un dolomītmerģeļu mijas ar smilšakmeņu un aleirolītu starpkārtām. Ūdens līmenis baseinā bija mainīgs, bet Elejas laikposma noslēgumā izteiktāka, domājams, bijusi jūras regresija, ko pierāda uz slāņu virsmām novērotās halīta gliptomorfozes. Žūšanas plaisas un augu atliekas nogulumos liecina par virsmas subaerālo atsegšanos un īslaicīgu sedimentācijas pārtraukumu (Brangulis u.c., 1998).

Pēc Elejas laikposma beigām notika plaša jūras transgresija un baseins, plešoties tālu uz ziemeļiem, sasniedza vislielākos apmērus visā Famenas laikmetā. Jonišķu reģionālā stāva Jonišķu svītas karbonātiskie nogulumu veidojās jūrā ar ūdens sāļumu tuvu normālam. Svītas nogulumus veido plankumaini, viļņveidīgi, lēcveidīgi dolomīti, organogēni detritiski

dolomīti un dolomitizēti kaļķakmeņi. Jonišķu svītas slāņkopā mālainā materiāla saturs nogulumos pieaug virzienā uz augšu un pašā augšdaļā sastop gravelītu un konglomerātu starpslāņus. Slāņkopas biezums mainās no 5 līdz 18 m, tam pieaugot dienvidu virzienā (Brangulis u.c., 1998).

Jūras transgresija, kaut arī mazākā mērā, turpinājās arī nākamajā – Kursas laikposmā. Latvijas teritorijā Kursas reģionālajam stāvam atbilst Kursas svīta (Paškevičius, 1997; Gailīte u.c., 2000) un tā sastāv no viļņoti slāņotiem dolomītiem, dolomītiem ar reliktu organogēni detritisku struktūru, smilšaini aleirītiskiem dolomītiem un māliem Latvijas dienvidrietumu daļā un smalkgraudainiem smilšakmeņiem, aleirolītiem ar karbonātu cementu, smilšainiem, aleirītiskiem dolomītiem izplatības areāla ziemeļu daļā (Brangulis u.c., 1998). Kursas svītas biezums mainās no 9 līdz 19 m, tam pieaugot dienvidu virzienā. Kursas laikposma beigās jūras transgresijas fāze vairs nebija tik izteikta kā laikposma sākumā un bija iespējamas arī epizodiskas jūras regresijas. Kursas svītas augšējā daļā ir konstatēts īslaicīgs sedimentācijas pārtraukums (Savvaitova, 1977; Brangulis u.c., 1998).

Akmenes reģionālo stāvu gan Latvijas, gan Lietuvas teritorijā pārstāv Akmenes svīta (Paškevičius, 1997; Brangulis u.c., 1998; Gailīte u.c., 2000). Akmenes svītas dolomīti, dolomītmerģeļi, māli, smilšakmeņi un aleirolīti veidojās jaunā jūras transgresijas fāzē. Jūra, tāpat kā iepriekšējos Famenas laika posmos, teritorijai uzvirzījās no dienvidiem un dienvidrietumiem, bet appludinot daudz plašāku apgabalu nekā Kursas laikposmā. Akmenes svītā var izdalīt divus ciklus. Katru ciklu pamatnē veido dolomīti ar jūras organismu atliekām, bet augšdaļā - smilšakmeņi, aleirolīti un māli. Dolomīti veidojušies jūras transgresijas maksimālajās fāzēs, bet smilšakmeņi, aleirolīti un māli veidojušies, palielinoties saldūdens straumju pieplūdei no ziemeļiem, kas piegādāja papildu klastisko materiālu. Akmenes svītas biezums Latvijas teritorijā ir 9-16 m, tas pieaug dienvidu virzienā. Akmenes svītas augšējā daļā ir konstatēts īslaicīgs sedimentācijas pārtraukums.

Virš Akmenes svītas uzguļ Spārnenes reģionālā stāva Mūru svītas nogulumi, kas Latvijas teritorijā pārsvarā sastāv no slīpslāņotiem smilšakmeņiem, bet izplatīti arī mālaini aleirolīti un māli. Mūru svītas biezums ir no 6 līdz 14 m. Šie nogulumi veidojušies, jūrai transgresējot daudz mazākā apmērā nekā iepriekšējos laikposmos, jo sedimentācijas baseins daļēji norobežojās no atklātās jūras, kas atradās dienvidrietumos. Pēc iepriekšējo pētījumu datiem, Mūru laikposmā palielinājās upju pieplūde no ziemeļiem, kas samazināja ūdens sālumu un piegādāja drupu materiālu. Tomēr Mūru svītas nogulumos sastopamas arī lēcas un starpkārtas ar bagātīgām dolomitizētām jūras bezmugurkaulnieku atliekām (Brangulis u.c., 1998).

Pie Spārnenes reģionālā stāva pēdējā desmitgadē tiek pieskaitīta arī Tērvetes svīta (Lukševičs et al., 2012). Tērvetes laikposma sākumā uzkrājies smalks, smilšains materiāls, vēlāk periodiski nogulsņējušies arī aleirolīti un māli. Uzskata, ka sedimentācijas baseina centrālajā daļā notika virsmas subaerālā atsegšanās, Tērvetes svītas nogulumu intensīva denudācija vai pat vietumis pilnīga to izskalošana. Vienlaicīgi notika arī ūdenstilpnes pilnīga noslēgšanās, jo līdz ar baseinu pacēlās arī blakus esošā sauszeme (Savvaitova, 1977). Tērvetes svītas augšdaļā sastopamas arī augu atliekas, taču to tafonomiskās īpatnības liek domāt, ka tās uzkrājušās deltas vai estuāra kanālā (E. Lukševiča personīgais novērojums). Tērvetes svītas biezums ir ļoti mainīgs un sasniedz 21 m biezumu izplatības reģiona ziemeļaustrumu daļā.

Piemares reģionālo stāvu veido Svētes svīta Lietuvā un Sņiķeres un Žagares svītas Latvijā (Lukševičs et al., 2012). Sņiķeres svītas nogulumi veidojušies jaunā jūras transgresijā. Svītas biezums ir 12-18 m un tā sastāv no smilšakmeņiem, kurus bieži cementē karbonāti, māliem, aleirolītiem un dolomītiem. Sņiķeres svītas augšdaļā konstatēts sedimentācijas pārtraukums, uz ko norāda slāņkopas augšdaļā atrastās augu atliekas

(Brangulis u.c., 1998). Arī Žagares svītas nogulumi uzkrājušies jūras transgresijas stadijā. Svītas biezums ir 14-21 m un to veido dolomīti, smilšakmeņi, māli un aleirolīti. Žagares svītas virsma ir izskalota (Brangulis u.c., 1998).

Ketleru reģionālā stāva nogulumi apvienoti Ketleru svītā. Ketleru laikposmā notika jūras regresija, ko pavadīja arī nogulumu virsmas subaerālās atsegšanās epizodes. Ketleru laikposma baseins bija sekls un par epizodisku virsmas atsegšanos liecina žūšanas plaisas un konkrēcijas ar augstu Fe^{3+} savienojumu saturu. Svītas biezums ir 39-45 m un to iedala trīs ridās. Apakšējo ridu veido lagūnas apstākļos uzkrājušies mālaini karbonātiski nogulumi, savukārt vidējā un augšējā ridā pieaug smilšainā materiāla saturs. Katras ridas augšdaļā ir sedimentācijas pārtraukuma vai izskalojuma virsma (Brangulis u.c., 1998).

Šķerveļa reģionālais stāvs

Šķerveļa laikposms atbilst Baltijas devona baseina noslēdzošajai regresijai devona beigās (Brangulis u.c., 1998).

Šķerveļa RS nogulumi izplatīti relatīvi nelielā laukumā Latvijas dienvidrietumu un Lietuvas ziemeļrietumu daļā (1.2. attēls) ar kopējo biezumu 14-22 m. Latvijas teritorijā tiek izdalīta Gobziņu un Nīkrāces rida. Svītu galvenokārt veido smilšakmeņi ar dolomīta cementu svītas apakšējā daļā – Gobziņu ridā – un smilšaini dolomīti svītas augšējā daļā – Nīkrāces ridā (Paškevičius, 1997; Savvaitova, 1977). No organismu atliekām Šķerveļa svītas nogulumos pārsvarā konstatētas tikai iespējamās aļģu atliekas (Brangulis u.c., 1998).

Gobziņu ridas pamatnē iegul gravelītsmilšakmeņi, kas sedz izskalojuma virsmu starp Šķerveļa un tai pagulošo Ketleru svītu. Ridas biezums sasniedz 16 m un galvenokārt to veido slīpslāņoti smalkgraudaini smilšakmeņi ar dolomīta, vietām krama cementu. Klastiskā materiāla uzkrāšanās, iespējams, notikusi seklā jūrā, ievērojamam drupu materiāla daudzumam tiekot ienestam baseinā no ziemeļiem (Brangulis u.c., 1998). Vietām Gobziņu ridas smilšakmeņos dolomīta cements lokāli veido mikrītiska dolomīta veidojumus – tievas vertikālas caurulītes un slāņojumam paralēlas garoziņas, kuru izcelsme iepriekšējos gados ir tikusi saistīta ar aļģu darbību (Savvaitova, 1977). Ņemot vērā pēdējos gados pārinterpretētās Gobdziņu ridu pārsedzošās Nīkrāces ridas nogulumu tekstūras, kas apliecina dolokrētu veidošanos (Stinkulis, 2004; Stinkulis u.c., 2007), iespējams, arī šie veidojumi ir saistīti ar subaerālo atsegšanos un pētāmi detalizētāk nākotnē.

Šķerveļa svītas griezumu noslēdz 3-5 m biezā Nīkrāces rida. Tā sastāv galvenokārt no dolomīta, vietām nogulumi satur ievērojamu krama piejaukumu un ir mehāniski ļoti izturīgi. Ridas apakšējā daļā dolomītos ir lielāks smilts piejaukums, bet dolomīta mikrīta matricē konstatētas iespējamās aļģu darbības pēdas (Savvaitova, 1977). Ridas vidējo daļu veido mehāniski ļoti izturīgi un kavernozi t.s. porcelānveida dolomīti (Kondratjeva, Hodireva, 2000). Izplatītas arī sīkslāņotas tekstūras un ieapaļi graudi, kas iepriekšējos pētījumos tikuši interpretēti kā attiecīgi stromatolīti un onkolīti (Savvaitova, 1977), bet jaunāku pētījumu rezultātā kā pizoīdi un citas dolokrētiem raksturīgās pazīmes (Stinkulis, 2004). Nīkrāces ridas augšējo daļu pārstāv smakkristāliski un mikrītiski dolomīti ar nelielu smilts piejaukumu un sīkslāņotām tekstūrām (Brangulis u.c., 1998).

Dolomītos izplatīti arī mālainā materiāla ieslēgumi, ko pārsvarā veido illīta māli, bet konstatēts arī māla minerāls paligorskīts (Brangulis u.c., 1998). Pēdējo gadu pētījumi liecina, ka šie Nīkrāces ridas nogulumi varētu atbilst dolokrētu veidojumiem, subaerālos apstākļos attīstoties karbonātu garozai (Stinkulis, 2004; Stinkulis u.c., 2007; Stinkulis, Spruženiece, 2011).

2. NOGULUMIEŽU SUBAERĀLAS ATSEGŠANĀS PAZĪMES

Par ģeoloģiskās pagātnes laikposmiem, kad sedimentācija nav notikusi vai valdījusi erozija, ģeoloģiskajā griezumā liecina diskordanču klātbūtne (Khidir, Catuneanu, 2009). Kad ieži tiek atsegti Zemes virspusē un saskaras ar virszemes ūdeņiem, norisinās pēcsedimentācijas izmaiņu procesi subaerālo apstākļu ietekmē (Nichols, 2009). Subaerālās atsegšanās virsmas ir tādas iežu vai nogulu slāņu virsmas, kuru pazīmes liecina, ka tās ir bijušas atsegtas Zemes virspusē (Esteban, Klappa, 1983). Subaerālās diskordances jeb subaerālās atsegšanās virsmas pasaulē tiek plaši pielietotas paleovides un paleoģeogrāfiskajās rekonstrukcijās un secību stratigrāfijā. Šo virsmu atpazīšana un identificēšana apakšējā līdz vidējā paleozoja, t.sk. devona, nogulumos var būt ļoti problemātiska, kā iemesls ir tolaik vēl vāji attīstītā augu valsts un tādējādi pedogēnajos jeb augšņu procesos un baseina, jūras vidē veidojušos nogulumu līdzīgās pazīmes, kas pie tam tiek zaudētas vai stipri izmainītas sekojošajos pēcsedimentācijas procesos (Chow, Wendte, 2011).

Diskordanču identificēšanai nogulumiežu slāņkopās bieži tiek pielietota secību stratigrāfijas metodika, kas balstās uz stratigrāfisko vienību iedalījumu secībās atbilstoši sedimentācijas sistēmas attīstībai laika gaitā atkarībā no nogulu uzkrāšanās izmaiņām. Tektonisko vai klimatisko apstākļu ietekmē krītoties erozijas bāzes līmenim, nogulumi tiek subaerāli atsegti, veidojot reģionālas diskordances jeb secību robežvirsmas (Catuneanu, 2006; Khidir, Catuneanu, 2009). Kad pazeminās upju erozijas bāzes līmenis, secību robežvirsmas izsekojamas pēc tādām liela mēroga morfoloģiskajām pazīmēm kā erozijas kanālu klātbūtnes reljefā (Catuneanu, 2006; Khidir, Catuneanu, 2009; Calner et al., 2010).

Tā kā secību robežvirsmas ir pakļauta eksogēno procesu ietekmei, tad atkarībā no klimata, reljefa un laika izpaužas nogulumu erozija, dēdēšana, augšņu veidošanās, karsts un citi procesi. Tieši sedimentācijas baseinu malās, kur Zemes virsma attiecībā pret erozijas bāzes līmeni ir relatīvi stabila, erozijas ātrums ir neliels un nogulu uzkrāšanās notiek periodiski, ir lielāka iespēja izveidoties attīstītākiem un dziļākiem dēdēšanas profiliem, kā arī šādi apstākļi ir piemēroti, lai dēdēšanas pazīmes saglabātos (Thiry et al., 1999). Šāda situācija, domājams, ir bijusi arī Baltijas devona baseina malās un arī paša baseina teritorijā tā regresiju laikposmos. Tomēr bieži vien gan subaerālās atsegšanās liecības, piemēram, karsta pazīmes, gan visa subaerālas atsegšanās skartā slāņkopa vai tās augšējā daļa (Calner et al., 2010), izzūd sekojošas erozijas rezultātā, kura pie tam var notikt gan transgresiju, gan regresiju laikposmos.

Jau 19. gadsimta vidū ķīmiķi izvirzīja hipotēzi par lietusūdens ietekmi uz iežiem un minerālā materiāla pārveidošanos šķīšanas rezultātā. Tika aprakstīta kaļķakmeņu šķīšana lietusūdens ietekmē un organiskās vielas oksidācija, raksturota granīta pārveidošanās par smiltīm un ortoklāza pāreja kaolīnītā, aprakstīta ahāta un krama šķīšana. 19. gs. beigās augstāk minētos novērojumus pielietoja, lai izskaidrotu atsevišķu slāņkopu veidošanos, raksturojot karsta attīstību un karsta kabatas aizpildošo materiālu. Priekšstats par paleodēdēšanas nozīmi ģeoloģijā radās, kad Fleirijs (Fleury, angļu val.) 1909. gada pētījumā Šveicē ar dzelzs savienojumiem bagātu nogulumiežu slāņkopā (Swiss Siderolithic Formation, angļu val.) pirmoreiz demonstrēja, ka tā veidojusies dēdēšanas, dažādu ķīmisko elementu izskalošanas un šķīšanas atliku produktu pārveidošanās rezultātā. Viņš izšķīra primāri veidojušos nogulumu un dēdējummateriāla atšķirības, uzsverot paleoklimata nozīmi. Savukārt Leits (Leith, angļu val.) 1925. gadā novēroja, ka virzienā uz subaerālās atsegšanās virsmām nogulumos palielinās autigēnā silīcija dioksīda saturs, bet uzreiz virs tām sastopams nevienmērīgi pārstrādāts silīcija dioksīda materiāls (Thiry et al., 1999).

Tomēr līdz 1960-tajiem gadiem seno dēdēšanas procesu pētījumi aprobežojās galvenokārt ar iežu šķīšanas procesiem humīdā klimatā, kuru rezultātā veidojas kaolīna,

boksītu un laterītu sakopojumi. Iežu pārkrāsošanās parasti netika uzskatīta par tuvu virszemei norisinājušos pēcsedimentācijas izmaiņu pazīmi. Tāpat arī paleovirsmu identifikācija visbiežāk aprobežojās ar to atpazīšanu pēc ģeoloģisko ķermeņu ģeometriskajiem parametriem, izmantojot arī ģeodēzijas un topogrāfijas metodes (Thiry et al., 1999).

Pēc 1960-tajiem gadiem seno kontinentālo ainavu pētījumi būtiski attīstījās. Galvenokārt to veicināja augsnes zinātnes pedoloģijas attīstība un tādējādi arī labāka izpratne par mūsdienu dēdēšanas procesiem, kā arī paleodēdēšanas pētījumu metodoloģijas aizgūšana no pedoloģijas nozares, kas pie tam aptver arī cilmieža raksturošanu. Paleokontinentālās vides un apstākļu pētniecības straujāku izaugsmi nodrošināja arī jaunu analītisko rīku un tehniku, t. sk. mikroskopijas, attīstība. Tika nodalīti dažādi augsnes tekstūru atpazīšanas kritēriji, kā, piemēram, ieskalojuma jeb iluviālo un izskalojuma jeb eluviālo horizontu nošķiršana, dažādas minerālā materiāla sakopojumu pazīmes. Dēdēšanas profilu atpazīšana balstījās uz akumulācijas procesu liecību, piemēram, ferikrētu (ferricretes, angļu val.), kalkkrētu (calcretes, angļu val.), ģipškrētu (gypcretes, angļu val.), vertisola (vertisol, angļu val.) tipa augšņu identifikāciju un dažādu jau tolaik zināmo ar izskalošanu saistīto dēdēšanas pazīmju raksturošanu. Vienlaikus pedologi izstrādāja arī koncepciju par katenām (catenas, angļu val.) – viena cilmieža atšķirīgām dēdēšanas pakāpēm dažādos topogrāfiskajos līmeņos, un tas bija būtisks solis, lai pēc paleodēdēšanas pazīmēm veiktu paleoainavu rekonstrukcijas (Thiry et al., 1999).

Subaerālo atsegšanās virsmu pētījumu kontekstā tieši paleokarsta un paleoaugšņu pazīmes zinātniskajā literatūrā (Esteban, Klappa, 1983; Goldstein, 1991; Calner et al., 2010; Chow, Wendte, 2011) tiek plaši aprakstītas arī mūsdienās. Paleoaugšņu klātbūtne ģeoloģiskajā griezumā ne tikai norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos, bet arī sniedz būtisku informāciju par klimatu un sedimentācijas ātrumu to veidošanās laikā. Tā, piemēram, arīdā vai semiarīdā klimatā, mijoties mitra un sausa laika apstākļiem un izgulsnējoties silīcija, alumīnija un dzelzs oksīdiem, kā arī karbonātiem, sulfātiem un labi šķīstošiem sāļiem, veidojas cieta garoza (duricrust, angļu val.), kas atrodas virs augsnes profila vai ir kā atsevišķs horizonts augsnes profila augšējā daļā (Friedman, Sanders, 1978). Savukārt jūras nogulumu subaerāla atsegšanās var ierosināt pirīta oksidāciju, aragonīta un magneziālā kalcīta šķīšanu, kalcīta cementa izgulsnēšanos, dēdēšanas atlikumu veidošanos, tai skaitā boksīta un laterīta veidošanos un krama un pārkrāmotu čaulu veidošanās kaļķakmeņos, karsta procesu attīstību, kā arī citu virszemes reljefa formu veidošanos (Friedman, Sanders, 1978). Uz subaerāliem apstākļiem norāda arī žūšanas plaisu poligoni, vigvama tekstūras un citas sedimentācijas tekstūras, kas norāda uz žūšanas apstākļiem to veidošanās laikā. Šīs tekstūras nogulumiežos vislabāk saglabājas, ja žūšanas plaisās tiek ieskalotas vai iepūstas aleirītiskas vai smilšainas nogulas (Nichols, 2009). Bieži vien subaerālos apstākļos veidojušās pazīmes veido savstarpējas asociācijas, piemēram, poligonu un vigvama tekstūras, pizoīdus un garozas (Tucker, Wright, 1990).

Sedimentācijas pārtraukumu pierādīšana un subaerālo apstākļu raksturošana kā agrākos gados, tā arī jaunākajos pēdējo gadu pētījumos galvenokārt balstīta uz mega- un makromēroga ģeoloģisko struktūru – izskalojuma virsmu, konglomerātu, brekčiju, dolokrētu, paleoaugšņu un paleokarsta veidojumu, kā arī dēdējumgarozu dokumentēšanu (Sorokin, 1978a; Kurshs, 1992; Stinkulis, 2008; Calner et al., 2010; u.c.). Tomēr, līdz ar nogulumu pētījumu metožu un tehnisko risinājumu straujo attīstību, aizvien biežāk tiek veikti arvien precīzāki un detalizētāki ģeoloģiski pētījumi, pielietojot starpdisciplināras metodes. Arī subaerālas atsegšanās virsmu pētījumos aizvien biežāk apvienojumā ar tradicionālajām ģeoloģijas pētījumu metodēm – ģeoloģisko griezumu sastādīšanu un fāciju analīzi, makroparaugu un plānslīpējumu analīzi – tiek pielietotas, piemēram, ģeoķīmiskās metodes (ķīmisko elementu un stabilo izotopu analīzes), un palielināta arī ģeoloģiskās

vides pētījumu izšķirtspēja. Tas savukārt ļauj ne tikai raksturot nogulumu pēcsedimentācijas izmaiņas, bet arī noskaidrot vidi un apstākļus to veidošanās laikā (kā Railsback et al., 2003; Moussavi-Harami et al., 2009). Tādu analītisko tehniku attīstība kā skenējošā elektronu mikroskopija, paleomagnētisma analīze, termoluminiscences metode un izotopu ģeoķīmijas metodes sniedz jaunus risinājumus seno subaerālās atsegšanās virsmu un dēdēšanas procesu pētījumos (Thiry et al., 1999). Secību stratigrāfijas metodikas pilnveidošanai un secību robežvirsmu, kas tieši sakrīt ar subaerālās atsegšanās virsmām, identificēšanai pasaulē plaši tiek veikti arī mineraloģiski pētījumi ar XRD metodi, t. sk., māla minerālu pētījumi (piemēram, Khidir, Catuneanu, 2009). Secību robežvirsmas tiek identificētas pēc māla minerālu pēcsedimentācijas izmaiņām, papildus fāciju analīzei nosakot autigēno māla minerālu izplatību pēc rentgenstaru difraktometrijas datiem. Savukārt minerālo veidojumu paraģenētiskā secība tiek noteikta, paraugus analizējot ar skenējošo elektronu mikroskopu.

Turpmāk šajā nodaļā plašāk raksturotas tādas nogulumu subaerālas atsegšanās pazīmes, kas ir potenciāli raksturīgas Baltijas devona baseina nogulumiem un kuru atpazīšana pielietota promocijas darbā.

2.1. Karsts

Raksturojot subaerālās atsegšanās notikumus, būtiska ir paleokarsta veidojumu identificēšana seno sedimentācijas baseinu nogulumos, jo karsta procesi norāda uz jūras regresiju un jau litificētu nogulumu subaerālu atsegšanos (Calner et al., 2010; Chow, Wendte, 2011). Tā kā karsta procesi var attīstīties relatīvi īsā laika posmā, karsta pazīmes iespējams izmantot notikumu stratigrāfijā, lai identificētu pat īslaicīgas jūras līmeņa izmaiņas, kā arī biostratigrāfijā, lai skaidrotu noteiktu biozonu iztrūkumu vai īslaicīgus sugu izzušanas notikumus jūras vidē, jo karsta veidojumi var būt attīstījušies laika posmos, kas ir ievērojami īsāki par biozonām (Calner et al., 2010).

Karsta procesi var izpausties gan agrīnos, gan vēlīnos pēcsedimentācijas procesos, atkarībā no tā, kad nogulumos esošie ūdeņi kļūst nepiesātināti attiecībā pret kalcītu un sākas karbonātu minerālu šķīšana (Alonso-Zarza, 2003). Karsta procesu norisi ierosina attiecībā pret CaCO_3 nepiesātinātie virszemes ūdeņi un lietusuēdeņi, kas veicina virszemē atsegto karbonātiežu šķīšanu, tā veidojot karsta virsmu (Nichols, 2009). Karsts var veidoties arī iežu šķīšanas rezultātā jūras un saldūdens sajaukšanās zonā, kas mūsdienā karbonātu platformās ir nozīmīgs process, kā rezultātā karstētajos iežos attīstās alas un sūkļveida porainība (Calner et al., 2010).

Karsta procesi nogulumos ierosina karbonātu šķīšanu un nogulumu iebrukumus, evaporītu šķīšanu, minerālu pārkristalizāciju un dedolomitāziju (Alonso-Zarza, 2003). Tā, piemēram, karsta skartu afanītisko (slēptkristālisko) kaļķakmeņu pamatmasa virszemes ūdeņu ietekmē var pārkristalizēties lielākos kristālos, starp kuriem saglabājas sākotnējā materiāla matrice (Calner et al., 2010). Morfoloģiski par paleokarsta procesiem liecina neregulāra vai robota iežu virsma, kas var izpausties pat tikai milimetru un dažu centimetru mērogā. Karsta virsmām raksturīgi padziļinājumi ar stāvām malām un neregulāru pamatni. Minerālu šķīšanas rezultātā iežos veidojas blīva caurumveida tekstūra – tukšumi un paplašinātas plaisas. Tukšumiem un plaisām raksturīgs aizpildījums ar klastisko, visbiežāk mālaino materiālu, bet dažkārt arī ar karbonātu cementu, kā arī lokālas šķīšanas-iebrukuma brekcijas. Paleokarsta virsmas var būt arī stilolizētās (Calner et al., 2010; Chow, Wendte, 2011). Tomēr morfoloģiski karsta sistēmu var atgādināt arī dažādas karstam līdzīgas pseidokarsta pazīmes, kas veidojušās galvenokārt bioloģiskās (piemēram, augu sakņu) un

žūšanas ietekmes rezultātā, bet šķīšanas procesu ietekme to veidošanā ir ievērojami mazāka (Alonso-Zarza, 2003).

Arīda un semiarīda klimata reģionos ar kalcija karbonātu nepiesātinātie nokrišņu ūdeņi ātri infiltrējas sausajos aerācijas zonas karbonātiežos, šķīdinot kalcija karbonātu, kā rezultātā var veidoties sekundārās poras vai pat alas. Savukārt ūdenspiesātinājuma zonā, ko norobežo sprostsplānis, ūdeņi var būt piesātināti ar kalcija karbonātu, ierosinot tā izgulsnēšanos, cementējot ietverošo iežu poras un pārveidojot to par vāji caurlaidīgu horizontu. Taču, ja gruntsūdeņiem ir iespēja cirkulēt, tie var saglabāties ar kalcija karbonātu nepiesātināti, un tāpat kā aerācijas zonā, šķīdinot karbonātu minerālus, attīstīt poru telpu (Friedman, Sanders, 1978).

2.2. Autigēnie minerālie veidojumi

Subaerālas atsegšanās laikā virszemes ūdeņu infiltrācijas rezultātā nogulumi var tikt pakļauti ne tikai šķīšanai, bet arī agrīni autigēna cementa un sekundārās porainības veidošanās procesiem, kas galvenokārt saistīti ar nestabilo minerālu šķīšanu agrīnajā diaģenēzē. Pēc secību stratigrāfijas principiem secību robežvirsmas tiek vilktas pa subaerālās atsegšanās virsmām, bet autigēnā cementa attīstība nogulumu slāņkopās tiek uzskatīta par prognozējamu atkarībā no ietverošo iežu un porūdeņu ķīmiskā sastāva izmaiņām pie stratigrāfiskajām virsmām (Khidir, Catuneanu, 2009). Tādējādi pēc māla minerālu asociācijām un pēcsedimentācijas izmaiņām iespējams spriest arī par analizēto slāņkopas daļu pozīciju attiecībā pret secību robežvirsmu un identificēt šo virsmu ģeoloģiskajā griezumā.

Atkarībā no klimatiskajiem apstākļiem autigēnie minerālie veidojumi var būt ļoti daudzveidīgi, un agrīnā cementa īpašības zem secību robežvirsmām ir atkarīgas no gruntsūdeņu ķīmiskajām īpašībām, kas savukārt var būt pakārtotas paleovides un paleoklimata apstākļiem, jo īpaši nokrišņu režīmam. Turpmākos pēcsedimentācijas procesos ģeokīmiski neizturīgie minerāli var tikt aizvietoti ar, piemēram, kalcīta cementu, un humīdā klimatā var veidoties kvarca cements (Khidir, Catuneanu, 2009).

2.2.1. Māla minerāli

Ar dažādiem katjoniem bagātie smektīta māli, piemēram, montmorilonīts, kā arī māla minerāls paligorskīts veidojas arīdam tuva klimata apstākļos neliela nokrišņu daudzuma un augstas iztvaikošanas režīmā, bāziskā vidē, piemēram, gruntsūdeņos ar augstu Si, Ca un Mg jonu koncentrāciju. Savukārt intensīvas iežu dēdēšanas apstākļos humīdā klimatā un skābā vidē apkārtējo minerālu šķīšanas rezultātā kā atliku materiāls dēdējumgarozās, veidojas kaolinīts (Meunier, 2005; Al-Ani, Sarapää, 2008; Khidir, Catuneanu, 2009). Tomēr jāatzīmē, ka agrīni diaģenētisko māla minerālu sastāvs un to asociācijas zem secību robežvirsmām var mainīties atkarībā no paleoklimata un vēlīnās diaģenēzes procesiem (Khidir, Catuneanu, 2009).

Tieši zem secību robežvirsmām mēdz būt lielāks autigēnā kaolinīta daudzums un zems laukšpatu saturs nogulumos, kas tiek skaidrots ar virszemes ūdeņu infiltrāciju subaerālas atsegšanās laikā, kuras rezultātā notiek nosacīti nestabilo minerālu, piemēram, vizlu un laukšpatu, šķīšana un kaolinīta veidošanās (Khidir, Catuneanu, 2009). Kaolinīta izveidei parasti nepieciešama intensīva dēdēšana un augsts filtrācijas koeficients (Meunier, 2005; Al-Ani, Sarapää, 2008), tādējādi laukšpatu un vizlu pārveidošanās kaolinītā augsnēs un nogulumos notiek virszemes ūdeņu drenāžas rezultātā. Parasti šie procesi norisinās

humīdā klimatā, jo īpaši tropu un subtropu apstākļos (Wright, Tucker, 2009). Augšminētās likumsakarības nosaka, kāpēc liels virszemes ūdeņu pieplūdums var veidot biezu intensīvas kaolinitizācijas zonu zem secību robežvirsmām smilšakmeņos. Piemēram, pēcsedimentācijas procesos veidotais kaolīnīts bieži koncentrējas tieši smilšakmeņu un ogļu kontaktzonās, kas skaidrojams ar sākotnējo smilšakmeņu ūdenscaurlaidību un porūdeņu vides skābumu – ar ogļu slāņkopām saistītie skābie ūdeņi reaģē ar iežu virsmu, izšķīdinot K^+ jonu un silīciju no laukšpatiem, veidojot kaolīnītu (Al-Ani, Sarapää, 2008; Khidir, Catuneanu, 2009)

Ar kalkrētiem un citiem pedogēnas izcelsmes nogulumiem bieži asociē māla minerāls paligorskīts (Achyuthan, 2003; Wright, Tucker, 2009; Kaplan et al., 2014). Tas ir bieži sastopams kā jūras, tā kontintālajos nogulumos un augšņu veidojumos, kā arī hidrotermāli ietekmētos iežos (Kaplan et al., 2014). Paligorskītam ir raksturīga šķiedraina struktūra un par tā autigēnu izcelsmi aerācijas zonā liecina paligorskīta šķiedru augšana pār ietverošajiem minerāliem, kas nereti arī ir autigēni (Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014). Paligorskīta šķiedru attīstība norāda uz to, ka nogulumu tekstūru un struktūru ir ietekmējušas gruntsūdens līmeņa svārstības un augšņu veidošanās procesi, kas saistīti ar subaerālo atsegšanos (Bustillo et al., 2002; Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014).

Paligorskīts visbiežāk raksturīgs arīda un semiarīda klimata augsnēm un noslēgtiem sedimentācijas baseiniem (Bustillo et al., 2002; Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza, 2003), kur bāziski, ar Mg un Si bagāti šķīdumi pēc sastāva gandrīz atbilst paligorskīta stabilitātes apstākļiem, kas tādējādi arī noved pie tā autigēnas veidošanās (Alonso-Zarza, 2003; Jiménez-Espinosa, Jiménez-Millán, 2003; Meunier, 2005; Kaplan et al., 2014). Paligorskīta veidošanās pedogēnos apstākļos augšņu horizontos tiek saistīta ar detritiskā montmorilonīta un jauktslāņu montmorilonīta–illīta dēdēšanu (Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014).

2.2.2. Autigēnais silīcija dioksīds

Par subaerālas atsegšanās virsmu indikatoru tiek uzskatīta arī autigēnā silīcija dioksīda (krama veidojumu) izplatība griezumos – pie erozijas virsmām un subaerālās dēdēšanas profilos notiek silīcija dioksīda pārveidošanās un autigēnā silīcija dioksīda veidošanās. Vislielākais autigēnā silīcija dioksīda saturs parasti konstatējams nogulumos uzreiz zem subaerālās atsegšanās virsmām un tā pazīmes mēdz būt izsekojamas arī ievērojamu intervālu zem diskordancēm gar plaisām un paleokarsta kabatām. Savukārt uzreiz virs diskordancēm var būt izplatīts nevienmērīgi pārstrādāts silīcija dioksīda materiāls. Tas liecina, ka autigēnā silīcija dioksīda veidošanās notikusi pirms subaerālas atsegšanās vai tās laikā (Smith et al., 1997).

Ieži, kas izveidojušies virszemē vai virszemei tuvos apstākļos autigēnā silīcija dioksīda cementa kristalizācijas rezultātā tiek saukti par silikrētiem jeb silīcija dioksīda garozām (Friedman, Sanders, 1978). Lai tuvu virszemei notiktu autigēnā silīcija dioksīda veidošanās nogulumos – silifikācija, nepieciešams relatīvi ilgs sedimentācijas pārtraukums. Tā kā silīcija dioksīda kristalizācija notiek lēni, tā veidošanās galvenais priekšnosacījums ir ģeoloģisko apstākļu stabilitāte – ilgstoši mierīgs tektoniskais un sedimentācijas-erozijas režīms (Smith et al., 1997).

Silikrēti veidojas silīcija dioksīdu saturošu augsnes šķīdumu iztvaikošanas rezultātā vai izgulsnējas no gruntsūdeņiem, kas piesātināti ar silīcija dioksīdu (Friedman, Sanders, 1978). Silīcija oksīds izgulsnējas kā amorfais krams, opāls, halcedons vai kvarcs, kas nogulumos sastopams gan kā aizvietojošā fāze, gan kā cements. Autigēnais silīcija dioksīds arīdā un semiarīdā klimatā izgulsnējas gan ūdens iztvaikošanas rezultātā

pedogēnos apstākļos, gan arī dziļāk vājas gruntsūdeņu ietekmes rezultātā. Virszemes apstākļos arīdā un semiarīdā klimatā autigēnā silīcija dioksīda veidošanās notiek upju, ezeru, plaiju un citos kontinentālajos nogulumos, kā arī kalkrētos, kur autigēnais silīcijs ir bieža komponente (Smith et al., 1997). Savukārt reljefa pacēlumos un humīdāka klimata reģionos autigēnais silīcija dioksīds var veidot labi attīstītus dēdēšanas profilus. Tomēr autigēnā silīcija dioksīda veidošanās ir iespējama arī aktīvākā režīmā vairākkārtējas silīcija dioksīda šķīšanas, migrācijas un atkārtotas izgulsnēšanās rezultātā pakāpeniski krītoša ūdens līmeņa apstākļos. Tā kā autigēnā silīcija dioksīda kristalizācija notiek dažādos klimatiskajos apstākļos, šī subaerālas atsegšanās indikatora pielietojums paleoklimatiskajās rekonstrukcijās var būt problemātisks (Smith et al., 1997).

2.3. Stabīlie izotopi un ķīmiskais sastāvs

Subaerālās atsegšanās virsmas dažādos pētījumos tiek identificētas un analizētas arī pēc ķīmisko elementu sadalījuma un stabīlo izotopu analīžu datiem.

Tā kā augi pastiprināti uzņem vieglāko oglekļa izotopu ^{12}C , augu sadalīšanās rezultātā augšņu profilu augšējā daļa ir vairāk piesātināta ar organisko vielu un tādējādi arī ar ^{12}C , kas izpaužas kā negatīvas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības (Díaz-Hernández et al., 2013). Tādējādi negatīvas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības norāda uz oglekli, kas bagātināts ar vieglo izotopu un kura avots ir virszemes ūdeņi un organiskā viela (Casado et al., 2014). Savukārt $\delta^{18}\text{O}$ vērtībām pie subaerālās atsegšanās virsmām ir tendence palielināties, jo iztvaikošanas rezultātā, kas notiek subaerālas atsegšanās laikā, samazinās vieglākā izotopa ^{16}O saturs (Goldstein, 1991).

Skābekļa izotopu sastāvu karbonātiežos būtiski ietekmē iežu dēdēšana, tādējādi skābekļa izotopu attiecības var atspoguļot to šķīdumu sastāvu un temperatūru, kuri ietekmējuši iežus pēcsedimentācijas procesos (Fairchild et al., 1990; Melezhik et al., 2004). Līdz ar to pārkristalizētos karbonātiežos $\delta^{18}\text{O}$ vērtības var norādīt relatīvi vēliņu šķīduma un ieža mijiedarbības stadiju (Banner, Hanson, 1990). Savukārt sākotnējās $\delta^{13}\text{C}$ vērtības ir mazāk pakļautas izmaiņām, jo oglekļa izotopu vērtību izmaiņām iežos nepieciešama ļoti augsta ūdens/ieža attiecība (Banner, Hanson, 1990; Melezhik et al., 2004).

Subaerālo atsegšanās virsmu identifikācijā iespējams pielietot arī šādus ģeoķīmiskos kritērijus (Railsback et al., 2003):

- 1) subaerālas atsegšanās laikā notiek aragonīta šķīšana un tādējādi Sr satura samazināšanās zem subaerālās atsegšanās virsmām. Tā kā aragonīts satur ~8,5 reizes vairāk Sr nekā kalcīts, virszemes ūdeņu cirkulācijas rezultātā notiekošā aragonīta pāreja kalcītā noved pie Sr satura samazināšanās. Pēc šī kritērija ir atpazīstamas secību robežvirsmas, zem kurām ir virszemes ūdeņu ierosināta iežu cementācija, tādējādi šajā gadījumā subaerālās atsegšanās virsmas sakrīt ar secību robežvirsmām;

- 2) subaerālās atsegšanās laikā CaCO_3 ar pedogēno procesu ietekmēto negatīvo $\delta^{13}\text{C}$ vērtību izgulsnējas zem subaerālās atsegšanās virsmām, jo virszemes ūdeņi ar augstu vieglā oglekļa izotopa saturu caur augsni infiltrējušies pagulošajos karbonātos;

- 3) CaCO_3 piesātinājums un ar to saistītā kalcīta ar vieglu izotopu sastāvu (negatīvu $\delta^{13}\text{C}$ vērtību) izgulsnēšanās zona atrodas nedaudz zem aragonīta šķīšanas zonas. Pēdējā zonā nogulumi nav piesātināti ar CaCO_3 .

Straujas $\delta^{13}\text{C}$ vērtību izmaiņas un izteiktākas pēcsedimentācijas procesu pazīmes var norādīt uz salīdzinoši ilgstošu sedimentācijas pārtraukumu. Savukārt izteiktākas subaerālas atsegšanās ģeoķīmiskās pazīmes atkarīgas no pozīcijas platformā. Tādējādi Sr satura un $\delta^{13}\text{C}$ vērtību minimumu iztrūkums var norādīt arī uz ātrāku denudāciju, kuras

laikā karbonāti tiek noārdīti ātrāk, nekā tie paspēj sadēdēt, vai arī uz plašāku izskalošanu transgresiju laikā. Tāpēc $\delta^{13}\text{C}$ vērtību minimuma iztrūkums pats par sevi vēl nenorāda, ka nav notikusi subaerālā atsegšanās. Savukārt lēnāka denudācija, virszemei tuvu notiekoši pēcsedimentācijas procesi vai labāka floras attīstība (pedogēnie procesi) senajās zemienēs ļauj nogulumos saglabāties zemām $\delta^{13}\text{C}$ vērtībām un zemam Sr saturam (Railsback et al., 2003).

Uz subaerālās atsegšanās virsmām norādošu $\delta^{13}\text{C}$ vērtību vairākkārtēja izpausme, iespējams, norāda uz zonu ar vairākās subaerālās atsegšanās epizodēm. Pastāv iespēja, ka šajā gadījumā ir konstatētas otrās pakāpes secību robežvirsmas, un tās norāda uz šelfa malas sistēmu joslu. Pēdējā attīstās apstākļos, kad ūdens līmenis pat maksimālās krišanās laikā nenokrītas zemāk par kontinenta šelfa līmeni (Catuneanu, 2006). Vairāku subaerālās atsegšanās virsmu cieša asociācija norāda uz lēnu sedimentāciju (Railsback et al., 2003; Catuneanu, 2006).

2.4. Kalkrēti un dolokrēti

Kalkrēti jeb kaliķes ir veidojumi, kas sastāv galvenokārt no kalcīta un kas attīstījušies tuvu Zemes virsmai atmosfēras ūdeņu un gruntsūdeņu darbības, ūdens iztvaikošanas un autigēnā kalcija karbonāta izgulsnēšanās rezultātā. Kalkrēti turpmākos pēcsedimentācijas procesos var vai nu saglabāt sākotnējo minerālo sastāvu vai pārveidoties par dolokrētiem. Ir iespējama arī agrīna dolomīta veidošanās karbonātiskās augsnēs. Tādējādi dolokrēti ir kalkrētiem līdzīgie to cilmes veidojumi jeb kalkrētu analogi pēc uzbūves un sākotnējās izcelsmes, taču dolokrēti sastāv galvenokārt no minerāla dolomīta (Wright, Tucker, 2009). Kalkrētu un dolokrētu klātbūtne, kā arī dažādi to paveidi ir būtiskas virszemes ūdeņu ietekmes un subaerālās atsegšanās pazīmes, jo ģeoloģiskajā pagātnē to veidošanās notikusi ne mazāk plaši kā mūsdienās (Wright, Tucker, 2009).

Zinātniskajā literatūrā (Theriault, Desrochers, 1993; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010; Newell et al., 2012) ir plaši raksturoti kalkrēti, savukārt dolokrēti literatūras avotos tiek minēti ievērojami retāk. Tas skaidrojams ar to, ka kalkrēti ir plašāk izplatīti nekā dolokrēti. Dolomitizācijas procesam, kas nosaka arī dolokrētu izveidi, ir nepieciešami specifiski apstākļi, tādējādi dolomitizācijas procesu ietekmētie areāli ir ierobežotāki. Turklāt dolomitizācijas procesa gaitā kalkrētiem raksturīgās pazīmes var būt zudušas, tāpēc dolokrētu veidojumi var būt grūti atpazīstami (Chow, Wendte, 2011).

Kalkrētu veidošanās priekšnosacījumi ir cilmieža sastāvs, karbonātiem bagāta šķīduma pieejamība, klimatiskie apstākļi, kā arī subaerālās atsegšanās ilgums, Zemes virsmas reljefs un veģetācija (Khalaf, 2007; Wright, Tucker, 2009). Kalkrētu izveidei nepieciešami pietiekami mitra klimata apstākļi kalcija jona atbrīvošanai no ietverošajiem iežiem un primārajiem minerāliem, taču arī pietiekami sausa klimata apstākļi, kas veicina augstu iztvaikošanu, lai notiktu turpmākā CaCO_3 izgulsnēšanās. Tāpēc kalcija karbonāta izgulsnēšanās augsnēs un dēdējumgarozu profilos ir īpaši plaša arīda un semiarīda klimata reģionos ar sezonālām lietussgāzēm un sausumu, kā arī periodiski mainīga gruntsūdens līmeņa apstākļos, līdz ar to kalkrētu veidošanās notiek gan karbonātiežos, gan klastiskajos iežos (Reeves, 1970; Khalaf, 2007; Wright, Tucker, 2009).

Pastāv divi kalkrētu un attiecīgi arī dolokrētu veidošanās modeļi jeb ģenētiskie tipi (Wright, Tucker, 2009):

1) augsnes jeb pedogēnie kalkrēti attīstās aerācijas zonā vertikālu ūdens filtrācijas kustību rezultātā izgulsnējoties sekundārajiem karbonātu minerāliem, veidojot

kalkrētu horizontu vai kalkrētu profilu, kas sastāv no dažādiem kalkrētu horizontiem, vai arī atsevišķu kalkrētu horizontu augšnes profilā;

2) gruntsūdens jeb ne-pedogēnie kalkrēti veidojas kapilārās pacelšanās un ūdenspiesātinājuma zonā laterālā virzienā migrējošu pazemes ūdens plūsmu rezultātā.

Tomēr vairums kalkrētu un dolokrētu profilu ir poliģenētiski un to daudzfāžu attīstību ietekmējuši dažādi procesi. Gruntsūdens līmeņa svārstību un citu apstākļu izmaiņu rezultātā viens un tas pats kalkrētu profils var būt veidojies gan augšņu procesu, gan arī gruntsūdeņu ietekmes rezultātā, kas noteicis iežu struktūras izmaiņu un fāciju pārklāšanās rezultātā (Alonso-Zarza, 2003; Durand et al., 2007; Khalaf, 2007; Moussavi-Harami et al., 2009). Tā, piemēram, var būt īpaši problemātiski atšķirt upju lejtecēs daļā, palienē un pedogēnajos procesos veidojušos gruntsūdeņu un pedogēnos kalkrētus, jo pat nelielas ūdens līmeņa izmaiņas var ierosināt krasas faciālās vides izmaiņas (Alonso-Zarza, 2003).

2.4.1. Biogēnās un abiogēnās pazīmes

Kalkrētos tiek izdalītas divu veidu – alfa (α) un beta (β) – tekstūras. Alfa tekstūras (2.1. A attēls) pēc izcelsmes ir abiogēnas. Dominē blīvs mikrīts, kurā ir lieli, pareizas formas, visbiežāk rombiski kristāli, peldoši vai šķīdināti nogulumu graudi, saliktas plaisas, autigēno minerālu izspieduma un aizvietošanās augšanas pazīmes. Beta tekstūras (2.1. B attēls) ir biogēnas ietekmes pazīmes, kas veidojušās augu, sēņu un augšņu mikroorganismu darbības rezultātā. Starp tām ir tādas pazīmes kā rizolīti, adatveida kalcīts, alveolo nodalījumu struktūras, kalcificētas caurulītes, mikroorganismu pārklājums un, sākot ar vēlā krīta nogulumiem, plaši sastopamas arī *Microcodium* biogēnās tekstūras (Wright, Tucker, 2009; Brasier, 2011).

Pedogēnajiem kalkrētiem ir gan alfa, gan beta tekstūras, taču katra šī tekstūru veida izplatība atkarīga no klimatiskajiem, hidroloģiskajiem un hidroģeoloģiskajiem apstākļiem (Khalaf, 2007; Wright, Tucker, 2009). Gruntsūdens kalkrēti parasti ir lineāri, tabulāri kaļķakmeņu vai drupiežu ar karbonātu cementu ķermeņi, kam galvenokārt ir α -tekstūras (Moussavi-Harami et al., 2009; Wright, Tucker, 2009). Tomēr atsevišķu augu (phreatophytic plants angļu val.) saknes var iesniegties arī līdz gruntsūdens horizontam un tādējādi gruntsūdens kalkrētiem var būt β -tekstūras, līdz ar to reizēm var būt problemātiski nošķirt gruntsūdens un pedogēnos kalkrētus (Wright, Tucker, 2009).

Abiogēnās pazīmes (α -tekstūras)

Subaerālās atsegšanās laikā, epizodiski nomainoties mitrāka un sausāka laika apstākļiem vai arī gaisa temperatūrai, iežu izplešanās un saraušanās rezultātā veidojas žūšanas plaisas un brekčijas, kuru fragmenti ir šķautņaini vai nedaudz noapaļoti dažāda izmēra iežu litoklasti. Krasas, labi izteiktas brekčiju horizontu virsmas arī iespējams interpretēt kā subaerālās atsegšanās pazīmes (Fu et al., 2004). Subaerālos apstākļos veidojušos brekčiju tekstūras, kā, savstarpēji saderīgi brekčiju fragmenti, norāda uz to veidošanos *in situ* intensīvas plaisāšanas rezultātā (Chow, Wendte, 2011). Brekčijas veidošanos var ierosināt arī autigēno karbonātu minerālu augšana, aizvietojoš agrākus minerālus, kā arī uzbriestošo mālu ietekme. Pie tam, pat ja kopā ar brekčijām un žūšanas plaisām nav sastopami rizolīti, tomēr makrofītu un citu augu sakņu ietekmi brekčiju veidošanās procesā nevar izslēgt un tas var būt arī noteicošais brekčijas veidošanās faktors (Wright, Tucker, 2009).

Bieži mūsdienu un senajās augsnēs asociācijā ar rizolītiem un sīkslāņotajiem kalkrētiem sastopamas kalcīta un dolomīta lodītes ar diametru no milimetriem līdz centimetriem. Tām ir neregulāra ārējā virsmu un viendabīga, nereti arī koncentriski slāņaina iekšējo uzbūvi (Wright, Tucker, 2009; Chow, Wendte, 2011). Kalkrētos šīs lodītes nereti ietver koncentriska plaisu sistēma, kas veidojusies, matricai saraujoties žūšanas procesā (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009). Tomēr pašu lodīšu veidošanās ir diskutabla un tās nevar uzskatīt par viennozīmīgu pedoģenēzes procesu pazīmi, lai gan pastāv viedoklis, ka to veidošanās var tikt saistīta ar agrīno pedoģenēzi un litifikāciju reducējošā vidē, kā arī turpmāku šķīšanu (Chow, Wendte, 2011).

Nereti par pedoģenēzes procesu un aerācijas zonas apstākļus identificējošo pazīmi tiek uzskatīti paleoaugsnēs un pedoģenajos kalkrētos bieži izplatītie pizoīdi - smilts un grants izmēra graudi, kuru kodolu apņem koncentriski joslains apvalks. Pizoīdu diametrs bieži ir lielāks par 2 mm atšķirībā no ooīdiem, kuru izmēri parasti mainās no 0,1 līdz 1 mm (Wright, Tucker, 2009). Tomēr jēdzienam „ooīds” ir arī ģenētiska nozīme, jo šie apaļie, 0,1-1 mm lielie graudi veidojas ciānbaktēriju darbības un drupu materiāla uzkrāšanās mijiedarbībā ūdens vidē, nevis subaerālos apstākļos (Tucker, Wright, 1990).

Pizoīdiem nav tik regulāra forma un pareizi koncentriska uzbūve kā parasti raksturīga ooīdiem. Pizoīdu forma var būt sfēriska, iegarena, poligonāla vai neregulāra, kas atkarīgs no šo graudu kodola formas un aptverošās, parasti karbonātiskās kārtiņas attīstības (Tucker, Wright, 1990; Fu et al., 2004; Zhou, Chafez, 2009). Pizoīdu kodolu var veidot peloīdi, iepriekš izveidojušos pizoīdu fragmenti, cilmieža fragmenti, kā arī citi kalkrētu fragmenti, kas *in situ* skarti brekčijas veidošanās procesos, un tādējādi arī pašu kodolu var būt ietekmējuši šķīšanas un žūšanas procesi (Fu et al., 2004).

Blīvāki pizoīdu sakopojumi veido iežus – pizolītus, kā arī atsevišķus pizolītu horizontus augšņu un pedoģēno kalkrētu profilos (Alonso-Zarza, 2003; Fu et al., 2004; Zhou, Chafez, 2009). Tomēr pizoīdu un žūšanas plaisu veidošanās ir dokumentēta arī gruntsūdens atslodzes vietās, tādējādi graudi ar ārējo apvalku un līdzīgu izmēru, formu un iekšējo uzbūvi, t. sk. pizolīti, lielākoties ir poliģenētiski un var veidoties dažādās vidēs, kas tādējādi aprūstina to izcelsmes interpretāciju (Tucker, Wright, 1990).

Pizoīdu veidošanās var būt gan biogēna, gan abiogēna. Pizoīdi, jo īpaši liela izmēra, veidojas *in situ*, taču laba pizoīdu šķīrotības pakāpe un noapaļotība var liecināt par transportu to augšanas laikā. Tā, pizolītu horizonts kalkrētu profilā var izveidoties arī mehāniski augsnes krīpa procesos (Tucker, Wright, 1990; Fu et al., 2004). Biezāks apvalks pizoīdu augšējā un apakšējā daļā un poligonāla forma var norādīt uz šo graudu augšanu *in situ* aerācijas zonā. Pedoģēno pizoīdu izveidē svarīga loma ir mikrobioloģiskajai aktivitātei, tāpēc pizoīdu ārējais apvalks var sastāvēt no blīva mikrīta, mikrīta ar alveolāro nodalījumu tekstūrām vai arī ļoti smalkkristāliska, vienādkristāliska kalcīta (microspar, angļu val.), bet par sēņu klātbūtni to veidošanās procesā liecina adatveida šķiedru kalcīts un kalcificētas caurulītes (Tucker, Wright, 1990; Alonso-Zarza, 2003).

Salikti pizoīdi var norādīt uz vairākām to veidošanās epizodēm. Vairāku pizoīdu sakopojumi, ko iekļauj viens apvalks, raksturīgi tādiem kalkrētu profiliem, kas veidojušies aerācijas zonā subaerālās atsegšanās laikā. Koncentriskas plaisas apaļo graudu apvalkā vai kodolā, kas var būt aizpildītas ar citiem minerāliem, ir aerācijas zonā veidojušos kalkrētu pizoīdu identificējošā pazīme (Esteban, Klappa, 1983; Fu et al., 2004).

Nereti arī peloīdi veidojas pedoģenēzes procesos. Tie bieži sastopami kalkrētu profilos un līdzās pizoīdiem mazākā daudzumā arī pizolītu horizontos (Wright, 1994; Fu et al., 2004). Peloīdi ir sīki mikrīta, mālu vai citu minerālu graudu sakopojumi ar izmēriem milimetra desmitdaļās, retos gadījumos līdz dažiem milimetriem, un ar viendabīgu iekšējo tekstūru (Tucker, Wright, 1990; Alonso-Zarza, 2003; Fu et al., 2004; Zhou, Chafetz, 2009). Peloīdu forma var būt sfēriska līdz neregulārai, šie graudi ir blīvi vai poraini, pie tam

porainie peloīdi asociē ar augu sakņu tekstūrām (Zhou, Chafez, 2009). Peloīdi, līdzīgi pizoīdiem un ooīdiem, ir poliģenētiski. Atsevišķu peloīdu paveidu veidošanos saista ar mikrobioloģisko aktivitāti un sēņu darbību, kā rezultātā primārajām nogulām ir tikusi izmainīta struktūra, tās ir mikritizētas un kalcificētas. Tomēr pārsvarā peloīdi sastopami seklas jūras nogulumos, un paleoaugšņu peloīdus var būt problemātiski atšķirt no marīnas izcelsmes peloīdiem jeb pelletiem (Tucker, Wright, 1990; Alonso-Zarza, 2003).

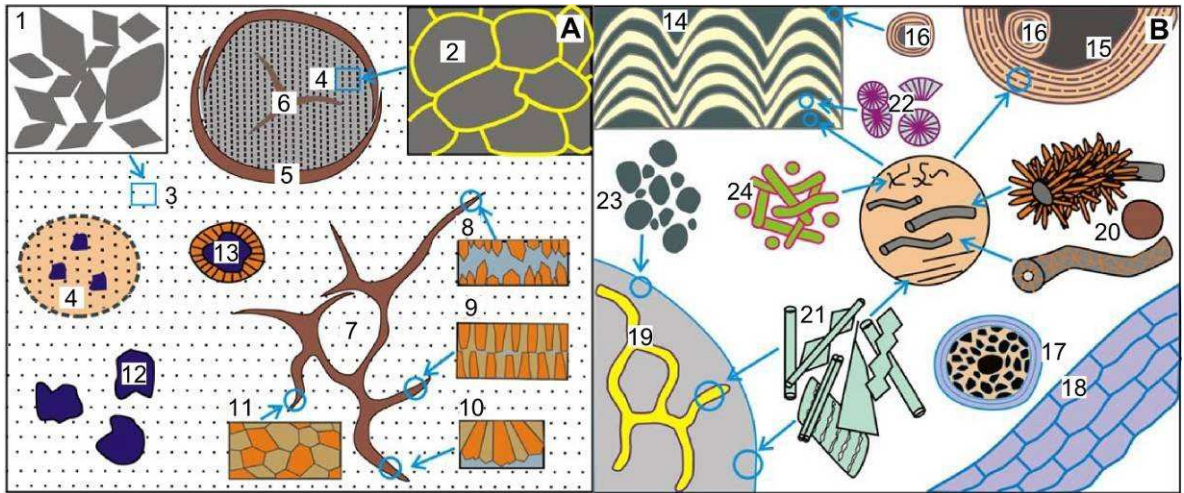
Biogēnās pazīmes (β -tekstūras)

Viennozīmīga augsnes veidošanās pazīme ir rizolīti jeb rizokrēcijas – iegarenas, bet šķērsgrīzumā koncentriskas gredzenveida organosedimentogēnas tekstūras, kas izveidojušās ap vaskulāro augu saknēm (Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009). Rizolīti ir sastopami subaerālās atsegšanās virsmā vai tieši zem tās subvertikāli vai subhorizontāli orientētu caurulīšu veidā. Virzienā uz leju to uzbūve nereti ir zaraina. Caurulītes var būt aizpildītas ar mālaino materiālu, kā arī kalcīta un dolomīta cementu vai cita veida minerālo materiālu, un tām var būt arī virsmas apvalks (Chow, Wendte, 2011). Apvalku var veidot mikrītisks vai adatveida kalcīts, kas var norādīt arī uz iespējamo sēņu ietekmi rizolītu veidošanās procesā (Wright, Tucker, 2009). Attīstītas augu sakņu sistēmas izsekojamas arī mūsdienu kalkrētu horizontos, veidojot pat tā sauktos rizogēnos kalkrētus (Zhou, Chafez, 2009). Dažu augu sakņu tekstūru izcelsme joprojām ir neskaidra, piemēram, *Microcodium* gadījumā, ar ko rizolīti bieži asociē (Wright, Tucker, 2009).

Adatveida šķiedru (needle fiber, angļu val.) kalcīts, kas kalkrētos asociē ar sakņu tekstūrām un kalcificētajām šķiedrām, ir gari, šauri, relatīvi taisni kalcīta kristāli ar raksturīgu krustenisku izvietojumu un tie var aizpildīt kalkrētu poras, plaisas un tukšumus. Šķiedru diametrs ir dažī mikrometri un garums – dažas milimetra simtdaļas līdz desmitdaļas (Zhou, Chafez, 2009). Smalko adatveida karbonātu minerālu kristālu veidošanās tiek saistīta ar mikrobioloģisko un sēņu aktivitāti (Wright, Tucker, 2009). Lai gan adatveida šķiedru kalcīta paveids pedogēnajos kalkrētos ir plaši izplatīts, tas ir arī īpaši neizturīgs un mēdz izzust šķīšanas, dažādu minerālu augšanas, t. sk. mikrīta jaunveidošanās procesā, kā arī nav zināms, vai šīs pazīmes ir sastopamas par karbona periodu senākos iežos (Wright, Tucker, 2009). Adatveida šķiedru kalcīts ir arī galvenā alveolāro nodalījumu (alveolar septal, angļu val.) tekstūras komponente, un tas pusloku veidā sadala poru telpu starp graudiem vai rizolītu tekstūru caurulīšu iekšienē daudzos nelielos nodalījumos (Wright, Tucker, 2009).

Viens no visbiežāk sastopamajiem biogēnajiem komponentiem sīkslāņotajās garozās un pizoīdu apvalkos ir pavedienveida (filament, angļu val.) kalcīts. Tas veido subparalēlus kūlīšus un krūmveida sakopojumus. Atsevišķu pavedienu diametrs ir dažī mikrometri un garums – dažas milimetra desmitdaļas. Kalcificētajiem pavedieniem ir arī citi paveidi, kā iegareni trīsstūrveida kalcīta kristāli un dažādu veidu romboedriskas polikristāliskas ķēdes. Ar pavedienveida kalcītu asociē arī dažādā pakāpē kalcificēti sfēriski līdz ovāliem mikrometru mēroga veidojumi – kalcisfēras (Zhou, Chafez, 2009).

Kalkrētos mēdz veidoties arī sferolīti – kalcītiski šķiedrveida polikristāli. Tie ir sfēriski vai ovāli dažas milimetra desmitdaļas gari. Sferolītiem ir radiāla iekšējā uzbūve, ko nosaka dažus mikrometrus gari nūjiņveida kristāli ar taisnām malām un noapaļoti kalcīta kristāli, kas visbiežāk atrodas sferolītu centrā (labi attīstītiem sferolītiem raksturīgs tukšāks centrs). Biogēno kalkrētu raksturīgas komponentes ir arī mikronūjiņas (pāris mikrometru garumā, mikrometra daļu platumā) un nanosfēras (ap mikrometru diametrā). Atšķirībā no nūjiņveida kristāliem sferolītos, mikronūjiņas ir viegli viļņainas un ar izliektiem galiem (Zhou, Chafez, 2009).



2.1. attēls. Pedogēno kalkrētu tekstūras, piemērs no kvartāra kalkrētiem Teksasā (Zhou, Chafez, 2009): (A) abiogēnās α -tekstūras; (B) biogēnās β -tekstūras.

Apzīmējumi: (1-13) abiogēnās α -tekstūras: 1 – idiomorfi līdz hipidiomorfi romboedriski kristāli mikrītiskā līdz ļoti smalkkristāliskā pamatmasā; 2 – līdzīga izmēra kristāli ar taisnām vai neregulārām, savstarpēji saskanīgām robežām mikrītiskā līdz ļoti smalkkristāliskā pamatmasā; 3 – mikrītiskas līdz ļoti smalkkristāliskas pamatmasas masīva tekstūra; 4 – mikrītiskas līdz ļoti smalkkristāliskas pamatmasas brekčijveida (kunkuļaina) tekstūra; 5 – riņķveida žūšanas plaisas; 6 – radiālas žūšanas plaisas; 7 – saliktas (riņķveida un radiālas) žūšanas plaisas; 8 – romboedriska žūšanas plaisas aizpildošais cements; 9 – „žogveida” žūšanas plaisas aizpildošais cements; 10 – vēdekļveida žūšanas plaisas aizpildošais cements; 11 – vienlaidus žūšanas plaisas aizpildošais cements; 12 – nevienmērīgi izplatīti „peldoši” graudi ar erodētu virsmu; 13 – vainagveida graudu apmales; (14-24) biogēnās β -tekstūras: 14 – stromatolītiem līdzīgas sīkjslotās jeb laminārās tekstūras; 15 – sīkjslotās jeb laminārās tekstūras pizoīdu apmalēs; 16 – pizoīdi vai ooīdi; 17 – augu tekstūras šķērsriezumā; 18 – augu tekstūras garengriezumā; 19 – alveolāro nodalījumu tekstūras; 20 – kalcificētas šķiedras un kalcisfēras; 21 – adatveida kalcīts; 22 – sferolīti; 23 – peloīdi; 24 – mikronūjiņas un nanosfēras (Zhou, Chafez, 2009).

Figure 2.1. Structures of pedogenic calcretes, an example of the Quaternary calcretes in Texas (Zhou, Chafez, 2009): (A) abiogenic α -type structures; (B) biogenic β -type structures.

Legend: (1-13) abiogenic α -type structures: 1 – euhedral to subeuhedral rhombohedral crystals into micritic to microsparitic groundmass; 2 – equant crystals with straight or intergrown boundaries into micritic to microsparitic groundmass; 3 – massive structure of micritic to microsparitic groundmass; 4 – nodular structure of micritic to microsparitic groundmass; 5 – circum granular dessication cracks; 6 – radial dessication cracks; 7 – complex dessication cracks; 8 – rhombohedral dessication cracks filling cement; 9 – palisade dessication cracks filling cement; 10 – fan-shaped cracks filling cement; 11 – equant dessication cracks filling cement; 12 – randomly floating corroded grain fabric; 13 – corona grain coating; (14-24) biogenic β -type structures: 14 – stromatolite-like laminar structures; 15 – laminar structures within pisoid coatings; 16 – pisoids or ooids; 17 – root structures in transverse view; 18 – root structures in longitudinal view; 19 – alveolar septal fabrics; 20 – calcified filaments and calcispheres; 21 – needle fiber calcite; 22 – spherulites; 23 – peloids; 24 – microrods and nanospheres (Zhou, Chafez, 2009).

2.4.2. Pedogēnie un gruntsūdens kalkrēti un dolokrēti, to paveidi

Kalkrētu klasifikācijas pamatā ir to morfoloģiskās pazīmes, kas skaidrojams ar joprojām relatīvi slikti izprastajiem kalkrētu veidošanās apstākļiem (Wright, Tucker, 2009).

Pedogēno kalkrētu un dolokrētu horizontu uzbūve un pazīmes

Pedogēnie kalkrēti veidojas aerācijas zonā nogulumu subaerālas atsegšanās laikā un ir izplatītākais kalkrētu paveids (Wright, Tucker, 2009). Pedogēnajiem kalkrētiem raksturīgs vertikāls zonējums un augšņu procesos notikusī karbonātu akumulācija, tādējādi tie var veidot atsevišķus horizontus augšņu profilā (Fu et al., 2004; Wright, Tucker, 2009).

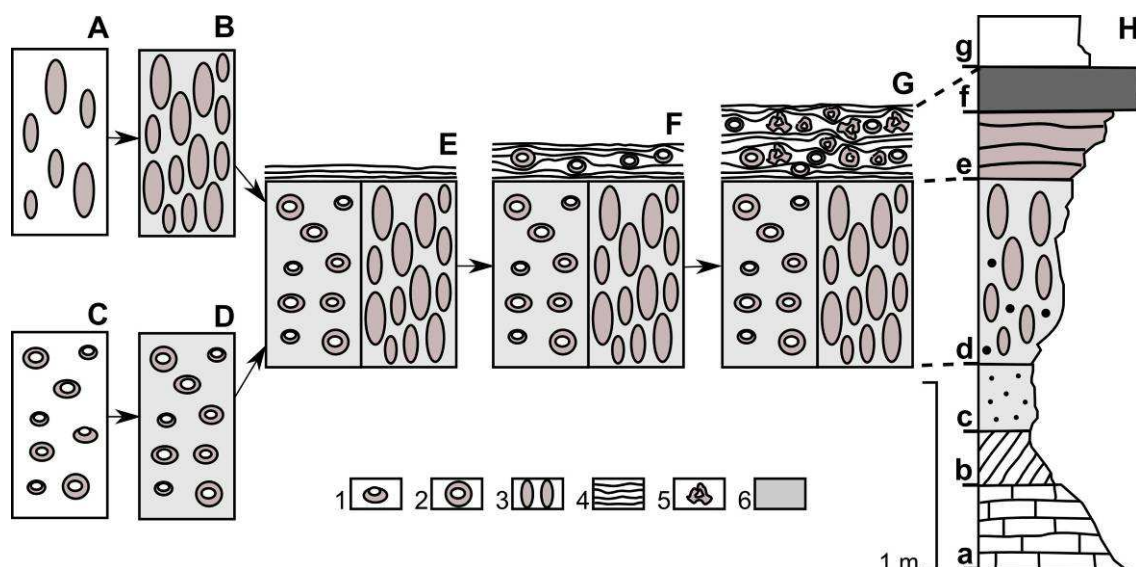
Pedogēnos kalkrētus iedala vairākos paveidos pēc to attīstības stadijām (sauktām arī par kalkrētu brieduma pakāpēm). Tās raksturo karbonātisko augšņu un pedogēno kalkrētu / dolokrētu profilu attīstību, uzbūvi un kalkrētu morfoloģiju vertikālā virzienā (2.2. attēls). Šo profilu apakšējā daļā parasti iegūļ brekčijveida kalkrēti, ko sauc arī par neattīstītajiem kalkrētiem un kas atbilst sākotnējai (incipient, angļu val.) kalkrētu attīstības stadijai. Virzienā uz augšu profilā tos nomaina kalkrētu horizonti ar masīvu uzbūvi. Savukārt profila augšējā daļā atsevišķu horizontu veidā var būt izveidojušies pizolīti un sīkjoslotie jeb laminārie kalkrēti, kas ir raksturīgi labi attīstītiem pedogēno kalkrētu un dolokrētu profiliem un karbonātiskajām augsnēm (Machette, 1985; Alonso-Zarza, Wright, 2010).

Starp cilmiezi, kurš nesatur kalkrētiem raksturīgās pazīmes, un kalkrētu horizontu var būt sastopams pārejas horizonts (2.2. H attēls), ko veido daļēji kalcitizēti nogulumi cilmieža *in situ* dēdēšanas rezultātā. Selektīvās dēdēšanas rezultātā pārejas horizontam var būt plankumaina tekstūra (Alonso-Zarza, 2003; Fu et al., 2004). Cilmieža šķīšanas rezultātā tajā var izveidoties šķīšanas porainība, dobumi un kanāli. Pārejas horizontā var būt izsekojamas mikrītisku šķiedru tekstūras – dažus milimetrus biezas pēcsedimentācijas procesos veidojušās kārtiņas. Tās var šķērsot primāro slāņojumu; šīs kārtiņas mēdz būt sastopamas intensīvu pēcsedimentācijas izmaiņu zonās, piemēram, pizolītu horizontos. Domājams, ka šīs tekstūras norāda uz tādu nogulumu subaerālu atsegšanos, kuros citas kalkrētiem raksturīgās tekstūras nav izveidojušās vai tās tikušas iznīcinātas turpmākas dēdēšanas un citu pēcsedimentācijas procesu darbības rezultātā (Fu et al., 2004).

Virš pārejas horizonta var būt pilnībā vai daļēji izveidojušies kalkrētu horizonti: brekčijas horizonts, masīvo kalkrētu horizonts, pizolītu horizonts un sīkslāņoto kalkrētu garoza (2.2. H attēls). Kalkrētu profilus var veidot gan vairāki atsevišķi kalkrētu horizonti, gan arī sīkslāņoto kalkrētu garozas vai ar pizoīdiem aizpildīti padziļinājumi un lēcas karbonātiskajos cilmiežos (Fu et al., 2004).

Brekčijveida (jeb arī mezglainos, kunkuļainos, bumbuļainos) kalkrētus veido dažādas cietības pakāpes karbonātu sakopojumi vai ar karbonātiem cementēti klastiskā materiāla sakopojumi, kas iekļauti mazāk karbonātiskā matricē. Atsevišķu sakopojumu forma var būt iegarena, neregulāra vai zarota. Šie sakopojumi mēdz būt vērsti horizontāli vai vertikāli; pēdējā gadījumā tie veido t.s. prizmatisko horizontu. Atlūzas un atsevišķi graudi var būt noapaļoti šķīšanas procesu rezultātā. Karbonātu sakopojumiem var būt arī sīkslāņoti apvalki, tādējādi šos veidojumus var pieskaitīt pizoīdiem (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009).

Balstoties uz daudziem kalkrētu pētījumiem pasaulē (Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010), brekčijveida kalkrēti ir izplatītākais un biežāk sastopamais šo kontinentālas izcelsmes karbonātisko veidojumu paveids. Brekčijveida kalkrētu uzbūve nereti ir diferencēta. Brekčijveida kalkrētu pamatni parasti veido atsevišķas karbonātu konkrēcijas. Virzienā uz augšu konkrēcijas kļūst savstarpēji savienotas un veido sakopojumus, tajā skaitā iegarenas formas un subvertikālas orientācijas savstarpēji savienotu karbonātu konkrēciju sakopojumus (2.3. attēls). Brekčijveida kalkrētu augšējo daļu veido blīvi izplatītu karbonātu konkrēciju horizonts (Alonso-Zarza, Wright, 2010; Newell et al., 2012).



2.2. attēls. Pedogēno kalkrētu veidošanās un morfoloģisko pazīmju attīstība (Alonso-Zarza, 2003): (A) karbonātu konkrēcijas cilmiezī ar mazu grants piejaukumu (grants saturs <20%); (B) karbonātu konkrēcijas karbonātiskā pamatmasā – izveidojies brekčijveida jeb kunkuļainais horizonts; (C) drupu graudi ar koncentriskām apmalēm visapkārt graudiem vai to apakšdaļā, grants cilmiezī (grants saturs >50%); (D) drupu graudi ar koncentriskām apmalēm visapkārt graudiem vai to apakšdaļā, karbonātiskā pamatmasā – izveidojies brekčijveida horizonts; (E) virs brekčijveida horizonta attīstījies sīkjoslotais horizonts; (F) graudi ar koncentriskām apmalēm – pizoīdi un ooīdi – sīkjoslotajā horizontā; (G) sīkjoslotajā horizontā izveidojušies graudi ar koncentriskām apmalēm – pizoīdi un peloīdi –, kā arī koncentriskās apmales ap kalkrētu fragmentiem; (H) – idealizēts labi attīstīts pedogēno kalkrētu horizonts.

Apzīmējumi: (1 – 6) kalkrētu morfoloģiskās pazīmes: 1 – apmales graudu apakšējā daļā; 2 – koncentriskas apmales klāj visu graudu virsmu; 3 – karbonātu konkrēcijas; 4 – sīkjoslota tekstūra; 5 – koncentriskas apmales ap kalkrētu fragmentiem; 6 – karbonātiska pamatmasa; (a – g) horizonti pedogēno kalkrētu profilā: a – cilmiezis; b – pārejas horizonts; c – krītveida horizonts; d – brekčijveida jeb kunkuļainais horizonts; e – plātņainais horizonts; f – masīvais horizonts; g – aktīvā augsnes zona (Alonso-Zarza, 2003).

Figure 2.2. Development of pedogenic calcretes and evolution of morphological features (Alonso-Zarza, 2003): (A) carbonate nodules in non-gravelly host rock (<20% of gravels); (B) carbonate nodules in carbonate matrix – developed nodular horizon; (C) pebbles with continuous or undersite coatings in gravelly host rock (>50% of gravels); (D) pebbles with continuous or undersite coatings in carbonate matrix – developed nodular horizon; (E) laminar horizon developed over nodular horizon; (F) coated grains – pisoids or ooids – within laminar horizon; (G) coated grains – pisoids or ooids – and coated calcrete fragments within laminar horizon; (H) – idealised well-developed profile of pedogenic calcretes.

Legend: (1 – 6) morphological features of calcretes: 1 – undersite coatings on pebbles; 2 – continuous coatings on pebbles; 3 – carbonate nodules; 4 – laminar structure; 5 – coatings on calcrete fragments; 6 – carbonate matrix; (a – g) horizons within profile of pedogenic calcretes: a – host rock; b – transition horizon; c – chalky horizon; d – nodular horizon; e – platy horizon; f – hardpan horizon; g – active soil (Alonso-Zarza, 2003).

Brekčijveida kalkrētu sakopojumi un konkrēcijas tiek iedalītas trīs tipos (Machette, 1985; Moussavi-Harami et al., 2009; Zhou, Chafez, 2009), kas uzskaitījuma secībā atbilst to attīstības stadijām:

1) sākotnējai stadijai jeb agrīnajiem kalkrētiem atbilstošie kalcīta sakopojumi. Šī tipa gadījumā klastiskie nogulumi ir lokāli cementēti ar kalcītu (2.3. A attēls). Kalcīta sakopojumi ir vāji konsolidēti un reizēm izpaužas kā par pamatmasu nedaudz blīvāki kalcīta plankumi. Šī stadija raksturo kalkrētu veidošanos pirmsākumu, kad iztvaikošanas

vai CO₂ izdalīšanās rezultātā kalcīts ir izgulsnējies cilmieža matricēs starpgraudu porās. Tā rezultātā veidojas kalcīta plankumi, kas ar laiku pieaug izmēros, pārvietojot un vēlāk aizvietojot matricēs materiālu;

2) krītveida sakopojumi ir ar labi cementētu vidusdaļu. To nosaka kalcīta cementa veidošanās virziens no konkrēcijas centra uz tās malām. Šādu sakopojumu vidusdaļās mēdz būt arī žūšanas plaisu aizmetņi;

3) cietas, stipri konsolidētas konkrēcijas, kam raksturīga augsta fragmentācijas pakāpe, plankumaina tekstūra un raiba nokrāsa. Šajās konkrēcijās veidojas brekčijas žūšanas plaisu attīstības, minerālā materiāla šķīšanas un atkārtotas izgulsnēšanās un cementācijas rezultātā.

Brekčijveida kalkrētu veidošanos ierosina nogulumu žūšanas un samirkšanas ciklu mija, minerālā materiāla šķīšana, nogulumu termiska izplešanās un plaisāšana, augu sakņu augšana un iespiešanās nogulumos, kā arī uzbriestošo mālu klātbūtne cilmiežī (Renault, 1993; Wright, Tucker, 2009; Tabor et al., 2011). Blīvāku karbonātu sakopojumu attīstību virzienā uz slāņkopas augšu veicina pašu karbonātu uzkrāšanās. Karbonāti izveido sprotslāni, kas apgrūtina ūdeņu infiltrāciju. Tas savukārt ierosina arī sīkjosloto (2.2. E-G attēls) karbonātu izgulsnēšanos virs brekčijveida horizonta (Renault, 1993). Pedogēno kalkrētu attīstības laikā kalcija karbonāts parasti izgulsnējas augsnes profila B (ieskalošanās jeb iluviālajā) horizontā. Kalcija karbonāta izgulsnēšanās notiek *in situ* no augsnes šķīdumiem ar Ca²⁺ piesātinātu virszemes ūdeņu infiltrācijas rezultātā. Kalkrētu attīstības sākumposmā ap drupu graudiem veidojas karbonātiskas kārtiņas. Tās turpina augt, kamēr izveidojas konkrēcijas. Kalcija karbonātam turpinot izgulsnēties, veidojas konkrēciju sakopojumi (2.2. un 2.3. attēls). Tie savukārt var attīstīties par masīviem karbonātu horizontiem (Zhou, Chafez, 2009; Mack et al., 2010; Tabor et al., 2011; Newell et al., 2012). Nereti plaisāšanas un brekčijas veidošanās procesi ir skāruši arī biežus, masīvus karbonātiežu horizontus, pie tam pat tik lielā mērā, ka iespējams izdalīt atsevišķu brekčijas horizontu (Alonso-Zarza, 2003).

Cietie (hardpan, angļu val.) kalkrēti ir vienlaidus izplatīti, izturēti blīvu karbonātiežu horizonti ar relatīvi augstu cementācijas pakāpi un mehānisko izturību. Šim kalkrētu horizontam raksturīga pakāpeniska apakšējā un krasa augšējā robeža, kā arī daudzveidīgu plaisu un lūzumu sistēmu attīstība. Tomēr cieto kalkrētu uzbūve mēdz būt stipri atšķirīga un mainīties no viendabīgas blokveida līdz stipri plātņainai un joslotai, pat tabulārai un kolonnveida. Arī to veidošanās ir daudzveidīga – tie sastopami kā augšņu profilos, tā arī nereti veidojušies kā gruntsūdens kalkrēti. Visbiežāk atsevišķi nodala plātņveida un masīvos kalkrētus, kas ir vairāk izplatīti un veido biežus horizontus (Achyuthan, 2003; Wright, Tucker, 2009). Pedogēnie kalkrēti veidojas gruntsūdens svārstību rezultātā aerācijas zonā (2.3. C un 2.4. attēls), no augsnes šķīdumiem iztvaikojot ūdenim un izgulsnējoties karbonātiem.

Šūnveida (honeycomb, angļu val.) kalkrēti ir atsevišķs paveids, ar ko visbiežāk literatūrā apzīmē daļēji saaugušas karbonātu konkrēcijas ar mazākas cietības materiālu to starptelpā (Wright, Tucker, 2009). Vietās, kur kalkrētu cilmieži ir klastiskie nogulumieži, sekundārie kalcija karbonāti izgulsnējas rizolītos augsnes horizontā vai nogulumiežu plaisās aerācijas zonā, un tieši pēdējā gadījumā rodas šūnveida dolokrēti (Pfeiffer et al., 2011).

Pizolītu horizontu veido blīvi pizoīdu sakopojumi, un tie visbiežāk sastopami kalkrētu profilu augšdaļā (2.2. F, G attēls), kur intensīvi brekčijas veidošanās procesi ierosina pizoīdu veidošanos ap kalkrētu graudiem (Alonso-Zarza, 2003). Tādējādi pizolītu horizonti parasti pārsedz sīkslāņotos kalkrētus, kā arī kalkrētu brekčijas, vai mijas ar tiem (Fu et al., 2004; Zhou, Chafetz 2009). Ar pizoīdiem sajaukti brekčiju fragmenti var veidot

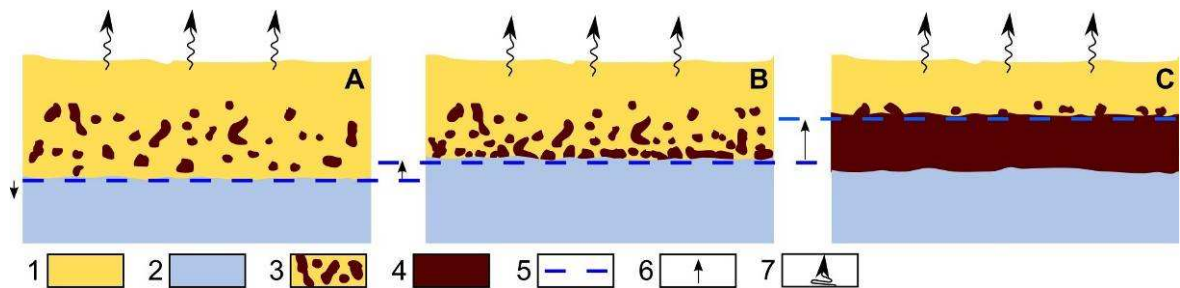
atsevišķus horizontus, kuru uzbūve norāda, ka pizoīdu veidošanās notikusi pēc brekcijas izveidošanās (Fu et al., 2004).

Virs cieta cilmieža vai brekcijveida horizonta, zem vai virs masīvā horizonta, vai arī kalkrētu profila augšdaļā (2.2. E-G attēls) var izveidoties sīkslāņoto kalkrētu jeb kaliķes garoza (laminar caliche crust, angļu val.) (Alonso-Zarza, 2003; Fu et al., 2004; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafetz, 2009;). Sīkslāņoto tekstūru nosaka subhorizontālu dažādas nokrāsas, biezuma, blīvuma (parasti relatīvi augsta) josliņu mija, kas sastāv no dažādiem kalcīta paveidiem un nereti ir ar mālaini aleirītiskā materiāla piejaukumu vai atsevišķām mālaini aleirītiskām josliņām (Zhou, Chafetz, 2009; Chow, Wendte, 2011). Tādējādi tiek izšķirti divu veidu – mālaini aleirītiski un kristāliski – sīkslāņotie kalkrēti.

Lai gan sīkslāņotie kalkrēti mēdz deformēties pārsedzošo nogulumu spiediena apstākļos, viļņainās tekstūras dēļ tie ir atšķirami no stilolītiem vai mikrostilolītiem (Chow, Wendte, 2011). Josliņas var būt relatīvi taisnas, taču sastopami arī kalkrēti ar nelīdzenu un viļņveida tekstūru, kas reizēm atgādina stromatolītu uzbūvi un apgrūtina to identifikāciju. Sīkslāņoto kalkrētu garozu biezuma (parasti daži milimetri līdz dažiem centimetriem) un josliņu (biezumā no milimetra daļām) biezuma atšķirības, iespējams, atveido substrāta mikroreljefu – sīkslāņotā garoza visbiežāk mēdz būt biežāka padziļinājumos un plānāka pacēlumos (Fu et al., 2004; Zhou, Chafetz, 2009). Sīkslāņotās garozas var mīties ar pizolītu, masīvu kalkrētu un brekciju slāņiem, un arī pašos sīkslāņotajos kalkrētos var būt iekļauti brekciju fragmenti, pizoīdi, peloīdi, mikrobioloģiskās pazīmes, kā arī terīgēnā materiāla piejaukums (Fu et al., 2004; Zhou, Chafetz, 2009).

Tiek uzskatīts, ka sīkslāņotās kalkrētu garozas galvenokārt ir sekundāras un veidojas jau esošos kalkrētu profilos, tāpēc to klātbūtne tiek uzskatīta par nogulumu subaerālas atsegšanās un aerācijas zonā notikušu pēcsedimentācijas procesu indikatīvu pazīmi. Tā kā mālaini aleirītiskajos kalkrētos parasti nav sastopami rizolīti vai mikroorganismu aktivitātes pazīmes, sīkslāņoto kalkrētu izcelsme tiek skaidrota kā sedimentogēna – karbonāti, domājams, izgulsnējušies, virs ūdens mazcaurlaidīga kalkrētu horizonta sastājoties ūdenim (Wright, Tucker, 2009). Vienlaikus plaši pamatota arī sīkslāņoto kalkrētu biogēnā izcelsme. Tā, kristāliskajos sīkslāņotajos kalkrētos blakus tipiskām horizontāli orientētām plaisām un šķīšanas kavernām, kas aizpildītas ar dažādu minerālo materiālu, ir sastopami rizolīti un to apvalki, kas atgādina pašu kalkrētu struktūru, kā arī adatveida kalcīts un alveolāro nodalījumu tekstūras. Tādējādi pastāv arī viedoklis, ka kristāliskie laminārie kalkrēti, ko veido galvenokārt mikrīts, ir kalcificētas sakņu segas. Iespējams, ka arī sēņu šķiedru un ķērpju mineralizācija, kā arī ciānbaktēriju aktivitāte bijusi nozīmīga kalcija karbonāta struktūras izmaiņu procesos un sīkslāņoto kalkrētu garozu izveidē (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009; Chow, Wendte, 2011).

Sīkslāņots kalcīts var veidoties arī pārsāļotās ūdenstilpēs aļģu (pēc mūsdienu priekšstatiem ciānbaktēriju) aktivitātes un karbonātisku nogulu sedimentācijas procesu mijiedarbības rezultātā. Šādos sīkslāņotajos karbonātos dominē magneziālais kalcīts un līdztekus var būt sastopami arī oolīti un onkolīti. Sīkslāņoti karbonātiēži var veidoties arī mikroorganismu ierosinātas nogulu akumulācijas rezultātā, piemēram, ciānbaktēriju pakļajos saistoties un pielīpot smalkām, visbiežāk karbonātiskām nogulām. Tādējādi nereti sīkslāņoto karbonātu izcelsmi mēdz intepretēt arī kā stromatolītus, kas veidojušies kā atkārtota ciānbaktēriju un neorganiskā materiāla kārtu mija (Friedman, Sanders, 1978).

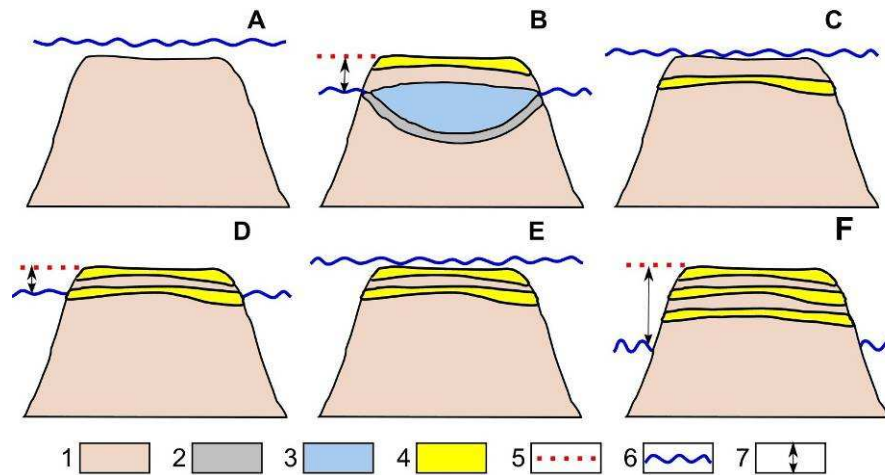


2.3. attēls. Brekčijveida un masīvo kalkrētu horizontu veidošanās ūdens līmeņa celšanās un krišanās rezultātā, piemērs no apakšējā krīta nogulumiem Irānā (pēc Moussavi-Harami et al., 2009): (A) sākotnējo kalkrētu (karbonātu konkrēciju) veidošanās areācijās zonā krītoša ūdens līmeņa apstākļos; (B) karbonātu konkrēciju sakopojumu veidošanās, paaugstinoties ūdens līmenim; (C) masīvā kalkrētu horizonta veidošanās lēni paaugstinoties ūdens līmenim.

Apzīmējumi: 1 – aerācijas zona; 2 – ūdens piesātinājuma zona; 3 – karbonātu konkrēcijas – brekčijveida kalkrēti; 4 – masīvo kalkrētu horizonts; 5 – ūdens līmenis; 6 – ūdens līmeņa paaugstināšanās; 7 – iztvaikošana (pēc Moussavi-Harami et al., 2009).

Figure 2.3. Development of nodular and massive calcretes in a result of rise and fall of water level, an example from the Lower Cretaceous deposits in Iran (after Moussavi-Harami et al., 2009): (A) development of incipient calcretes (nodular calcretes) within vadose zone in falling water level; (B) cementation of carbonate nodules in rising water level; (C) development of massive calcrete horizon due to slowly rising water level.

Legend: 1 – vadose zone; 2 – phreatic zone; 3 – carbonate nodules – nodular calcretes; 4 – massive calcrete horizon; 5 – water level; 6 – rise of water level; 7 – evaporation (after Moussavi-Harami et al., 2009).



2.4. attēls. Pedogēno kalkrētu veidošanās jūras ūdens līmeņa celšanās un krišanās rezultātā, piemērs no vidējā devona nogulumiem Kanādā (pēc Fu et al., 2004): (A, C, E) ūdens līmeņa celšanās; (B, D, F) ūdens līmeņa krišanās, subaerāla atsegšanās un kalkrētu horizonta izveidošanās aerācijas zonā virs ūdens līmeņa.

Apzīmējumi: 1 – cilmiežis; 2 – gruntsūdens un jūras ūdens sajaukšanās zona (ūdeņu piesātinājuma zonā); 3 – gruntsūdens piesātinājuma zona; 4 – kalkrētu horizonts; 5 – aerācijas zonas augšējā robeža; 6 – ūdens līmenis; 7 – aerācijas zona (Fu et al., 2004).

Figure 2.4. Development of pedogenic calcretes in a result of rise and fall of sea water level, an example from the Middle Devonian deposits in Canada (after Fu et al., 2004): (A, C, E) rising water level; (B, D, F) falling water level, subaerial exposure and development of calcrete horizons within vadose zone above water level.

Legend: 1 – host rock; 2 – meteoric phreatic and saline phreatic mixing zone; 3 – meteoric phreatic zone; 4 – calcrete horizon; 5 – upper boundary of vadose zone; 6 – water level; 7 – vadose zone (after Fu et al., 2004).

Gruntsūdens kalkrētu un dolokrētu horizontu uzbūve un pazīmes

Gruntsūdens kalkrēti veidojas pazemes ūdeņu migrācijas rezultātā, kalcija karbonātu minerāliem izgulsnējoties cilmiezī kapilārās pacelšanās, reizēm arī ūdens piesātinājuma zonā zem gruntsūdens līmeņa (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009; Newell et al., 2012). Gruntsūdens kalkrētu horizontiem bieži vien raksturīga plaša un griezumā izturēta izplatība, kā arī krasa augšējā un apakšējā robeža, pie tam atsevišķi gruntsūdens kalkrētu horizonti var neveidot kopējus kalkrētu profilus (Alonso-Zarza, 2003).

Šajos kalkrētos parasti nav sastopamas augu sakņu vai bioturbācijas tekstūras un kopumā iztrūkst biogēnas izcelsmes pazīmes. Taču paaugstināta gruntsūdens līmeņa apstākļos tuvāk Zemes virspusei var būt saglabājušies atsevišķi sakņu pavedieni, kas vēlāk kalcificēti (Alonso-Zarza, 2003). Kopumā gruntsūdens kalkrētiem raksturīgas t.s. α -tekstūras (Wright, Tucker, 2009).

Lai gan gruntsūdens kalkrētu uzbūve parasti ir masīva (Alonso-Zarza, 2003), tomēr autigēno karbonātu izgulsnēšanās rezultātā no laterāli plūstoša šķīduma arī gruntsūdens kalkrēti var izpausties plānu kārtiņu veidā (Wright, Tucker, 2009). Parasti gruntsūdens kalkrēti ir mikrītiski un blīvi kristāliski (Wright, Tucker, 2009), bet nereti kristāli ir lielāki, pat līdz milimetru izmēram, veidojot mozaikveida tekstūru (Alonso-Zarza, 2003). Gruntsūdens kalkrēti var saturēt arī autigēno silīcija dioksīdu, ģipsi un tādus māla minerālus kā sepiolītu un paligorskītu. Šie kalkrēti var veidoties, kalcija karbonātam izgulsnējoties gan iespīšanās, gan aizvietošanās procesu rezultātā, tā veidojot brekčijveida līdz masīvus kalkrētu paveidus, un arī šajos kalkrētos var būt biežas žūšanas un šķīšanas pazīmes (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009).

3. MATERIĀLS UN METODES

Subaerālās atsegšanās virsmu pētījumiem Baltijas devona baseina teritorijā Latvijā izvēlēti devona ģeoloģiskā griezumā intervāli ar dažādā pakāpē izteiktām subaerālās atsegšanās pazīmēm (3.1. nodaļa). Analizējot ģeoloģiskos objektus ar labi izteiktām subaerālās atsegšanās pazīmēm, ir izstrādāts metožu komplekss, kas būtu par pamatu, lai raksturotu neskaidras, grūti identificējamās subaerālās atsegšanās virsmas un raksturotu to veidošanās apstākļus arī citos stratigrāfiskajos intervālos.

Lai izvēlētos detalizētiem pētījumiem piemērotus ģeoloģiskos objektus, promocijas darba izstrādes sākumposmā veikta priekšizpēte – atsegumu apsekošana un urbumu seržu pētījumi 12 ģeoloģiskajos objektos 6 stratigrāfiskajos intervālos (3.2. nodaļa, 3.1. attēls). Pamatojums šo objektu izvēlei iegūts iepriekšējo sedimentoloģisko un stratigrāfisko pētījumu datus (Savvaitova, 1977; Kurshs, 1975, 1992; Sorokin, 1978a, 1981; Stinkulis, 2004, 2006; Stinkulis, Spruženiece, 2011), kas aplūkoti disertācijas 1. nodaļā.

Liela daļa no būtiskākajām nogulumu pēcsedimentācijas pazīmēm, kas izveidojas, nogulumiem subaerāli atsedzoties un saglabājas kā ģeoloģiskas liecības par to veidošanās apstākļiem, ir makroskopiskas. Kā piemērus var atzīmēt paleoaugšņu profilu pazīmes, žūšanas plaisas un karsta kabatas. Tāpēc liela uzmanība pievērsta tieši slāņkopu dokumentēšanai atsegumos un urbumu serdēs. Šo lauka darbu gaitā pētīti nogulumu saguluma apstākļi un analizētas to tekstūras, kā arī sastādīti pētīto intervālu ģeoloģiskie griezumumi.

No ņemtajiem iežu paraugiem izgatavoti pieslīpējumi ar mērķi veikt nogulumu morfoloģisko pazīmju analīzi paraugā mezomērogā. Pieslīpējumos joprojām labi izsekojamas dažādu nogulumiežu tekstūru attiecības un nomaiņa, un vienlaikus šāda veida analīze slīpētos, ieskenētos un digitāli pietuvinātos attēlos ir ievērojami precīzāka nekā lauka apstākļos. Pēc ģeoloģisko griezumumu analīzes un nogulumiežu pieslīpējumu pētījumiem izvēlēti tie ģeoloģiskie objekti, kuros turpināti nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmju detalizēti pētījumi, pielietojot analītiskās laboratorijas pētījumu metodes (3.2., 3.3. nodaļa).

Atkarībā no iežu sastāva, morfoloģiskajām pazīmēm pieslīpējumos un ņemto iežu paraugu atrašanās vietas ģeoloģiskajā griezumā detalizētiem pētījumiem izvēlēto ģeoloģisko objektu iežu paraugu turpmākā analīze veikta mikro- un nanomērogā:

- plānslīpējumos veikti nogulumiežu tekstūru un minerālā sastāva pētījumi;
- pielietojot XRD metodi, veikta nogulumu minerālā sastāva, t.sk. māla minerālu, analīze;
- pielietojot XRF metodi, veikta nogulumiežu ķīmiskā sastāva analīze;
- SEM veikti nogulumiežu tekstūru-struktūru pētījumi un mineraloģiski ķīmiskā analīze;
- ar elektronu mikrosondi veikta minerālu punktveida ķīmiskā sastāva analīze;
- pielietojot masu spektrometrijas metodi, veikta dolomīta paraugu skābekļa un oglekļa stabilo izotopu analīze.

Detalizēti pētījumi veikti trīs ģeoloģiskajos objektos atšķirīgās stratigrāfiskajās vienībās (3.1. B-D attēls):

- 1) vidējā devona Živetas stāva Burtnieku svītas mālaino nogulumu slāņkopā, kas satur dolomīta konkrēcijas, Veczemju klintīs;
- 2) augšējā devona Franas stāva Amatas svītas smilšakmeņu-aleirolītu slāņkopā, kas satur dolomīta cementa konkrēcijas un starpslāņus, Visuļu iezī;
- 3) augšējā devona Famenas stāva Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītos Lētīžas upes lejtecē.

3.1. Stratigrāfisko robežintervālu izvēle pētījumiem

Subaerālās atsegšanās virsmu pētījumiem piemērotu stratigrāfisko intervālu un ģeoloģisko objektu izvēle balstīta uz disertācijas 1. nodaļā apkopotajiem līdz šim zināmajiem priekšstatiem par devona nogulumu veidošanās apstākļiem un sedimentācijas pārtraukumiem Baltijas devona baseinā.

Vispirms Baltijas devona griezumā izvēlēts stratigrāfiskais intervāls, kas pēc iepriekšējo pētījumu datiem atbilst stratigrāfiskajai diskordancei ar izteiktu sedimentācijas pārtraukumu un kura pētījumus iespējams veikt, pamatojoties uz plaši pieejamiem atsegumiem. Šiem kritērijiem atbilst vēlā devona Šķerveļa svītas augšējā daļa – Nīkrāces rida (1.2. attēls), kuras nogulumu pētījumi veikti atsegumā Lētīžas upes grīvā. Nīkrāces laikposms iezīmē devona noslēguma posmu Baltijas baseinā, kas izpaudās kā tā regresija (Brangulis u.c., 1998). Iespējams, ka pēc šī laikposma sekoja ilgstošs sedimentācijas pārtraukums līdz agrā karbona baseina transgresijai.

Pēc pēdējos gados veiktajiem Šķerveļa svītas pētījumiem (Stinkulis, 2004; Stinkulis u.c., 2007; Stinkulis, Spruženiece, 2011) ir izveidojies viedoklis, ka Nīkrāces ridas dolomīta slāņkopa pēc ģenēzes ir dolokrētu veidojumi, kas attīstījušies kā karbonātiskā garoza virszemei tuvos apstākļos. Promocijas darbā subaerālo apstākļu ietekme uz Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas slāņkopas veidošanos pētīta detalizēti – gan atsegumā un iežu makroparaugos, gan arī pielietojot plašu analītisko pētījumu metožu kompleksu (3.2. un 4.4. nodaļa).

Kaut arī Amatas un Burtnieku svītu robežās netiek nodalītas stratigrāfiskās diskordances, šajās slāņkopās iepriekšējos pētījumos (Stinkulis, 2004; Stinkulis, Spruženiece, 2011; Tovmasjana et al., 2011) konstatētas pazīmes, kas norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos minētajos laikposmos. Pēc šo svītu ģeoloģisko griezumu dokumentēšanas atsegumos Amatas svītas nogulumi Vizūļu iezī un Burtnieku svītas nogulumi Veczemju klintīs tika izvēlēti detalizētāku pētījumu veikšanai.

Amatas svītas klastiskā smilšakmeņu un mālainu aleirolītu slāņkopa tās augšējā daļā satur biežas dolomīta plātnes ar subhorizontālu orientāciju. Līdzīgi kā Šķerveļa svītas gadījumā, pēdējo gadu pētījumu rezultātā arī šie dolomīta veidojumi Amatas svītas klastisko nogulumu slāņkopā tiek uzskatīti par dolokrētu horizontiem, kas veidojušies virszemei tuvos apstākļos. Atzīmēts arī, ka dolomīta horizontu izplatības biežums pieaug virzienā uz Amatas svītas augšu un dolomīta veidojumiem raksturīga šūnveida-dzīslveida tekstūra (Stinkulis, 2004; Stinkulis, Spruženiece, 2011). Pamatojoties uz to, ka dolomīta plātņveida ķermeņi ir biežāk izplatīti tieši svītas augšējā daļā, Vizūļu iezis pētījumiem izvēlēts, jo tajā Amatas svītas augšējā daļa pārstāvēta aptuveni 8 m biežumā līdz pat stratigrāfiskajai robežai ar Pļaviņu svītu. Tāpat kā Nīkrāces ridas nogulumiežiem, arī Amatas svītas pētījumos Vizūļu iezī pielietots plašs pētījumu metožu komplekss (3.2. un 4.2. nodaļa).

Nesenos Burtnieku svītas pētījumos (Stinkulis, Spruženiece, 2011; Tovmasjana et al., 2011) konstatēts, ka Veczemju klintīs, kur pārsvarā atsedzas Burtnieku svītas smilšakmeņi, deltas kanāla aizpildījuma mālaina slāņkopa satur karbonātu ieslēgumus, kas ir līdzīgi dolokrētu veidojumiem, tādējādi liecinot par to iespējamo veidošanos subaerālos apstākļos. Pēc šīs lokāli, aptuveni 20 m garā atseguma posmā, izplatītās slāņkopas apsekošanas dabā un dolomīta ieslēgumu izvietojuma likumsakarību apraksta slāņkopa izvēlēta detalizētākiem pētījumiem, pielietojot arī laboratorijas pētījumu metodes (3.2. un 4.1. nodaļa).

Šie objekti un stratigrāfiskie līmeņi tika atlasīti kā visperspektīvākie subaerālās atsegšanās procesu attīstības pētījumiem, izmantojot plašu lauka un laboratorijas metožu klāstu. Tos var uzskatīt par etaloniem salīdzinājumam ar pārējiem pētījuma objektiem.

Pēc iepriekšējo pētījumu datiem dokumentēti arī citi stratigrāfiskie līmeņi un objekti. Taču noskaidrots, ka tie ir grūtāk pieejami atsegumos (vai ir pieejami tikai urbumu serdēs), kā arī tādi nogulumi, kuros subaerālās atsegšanās pazīmes izteiktas vājāk.

Urbumu serdēs dokumentēts Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāls, kas zinātniskajā literatūrā pazīstams ar izteiktu sedimentācijas pārtraukumu. Pēdējais attīstījies Kaledonijas tektoniskā cikla noslēgumā (Brangulis, Kaņevs, 2002). Šis stratigrāfiskais līmenis ir nozīmīgs detalizētu pētījumu veikšanai, taču attiecīgie nogulumi ir pieejami tikai urbumu serdēs, kur ir iegūstama ierobežota informācija par klastisko nogulumu tekstūrām. Promocijas darbā ir sniegts Gargždu sērijas ģeoloģiskais griezumus un nogulumiežu litoloģisks un iespēju robežās arī tekstūru raksturojums (4.5. nodaļa).

Pamatojoties uz iepriekšējo pētījumu datiem par sedimentācijas pārtraukumu un paleokarsta veidojumu esamību (Sorokin, 1978a, 1978b), subaerālās atsegšanās pazīmes atsegumos meklētas arī citos stratigrāfiskajos intervālos. Apsēkojot atsegumus, noskaidrots, ka makroskopiski neizteiktas vai vāji izteiktas subaerālās atsegšanās pazīmes ir raksturīgas Daugavas svītas Selgu-Kranciena ridu robežintervālam, ko veido mālaini karbonātiski nogulumi, kā arī Katlešu svītas Liepnas-Kupravas ridas robežintervālam, kur pārstāvēti jaukta sastāva klastiskie un karbonātiskie nogulumi.

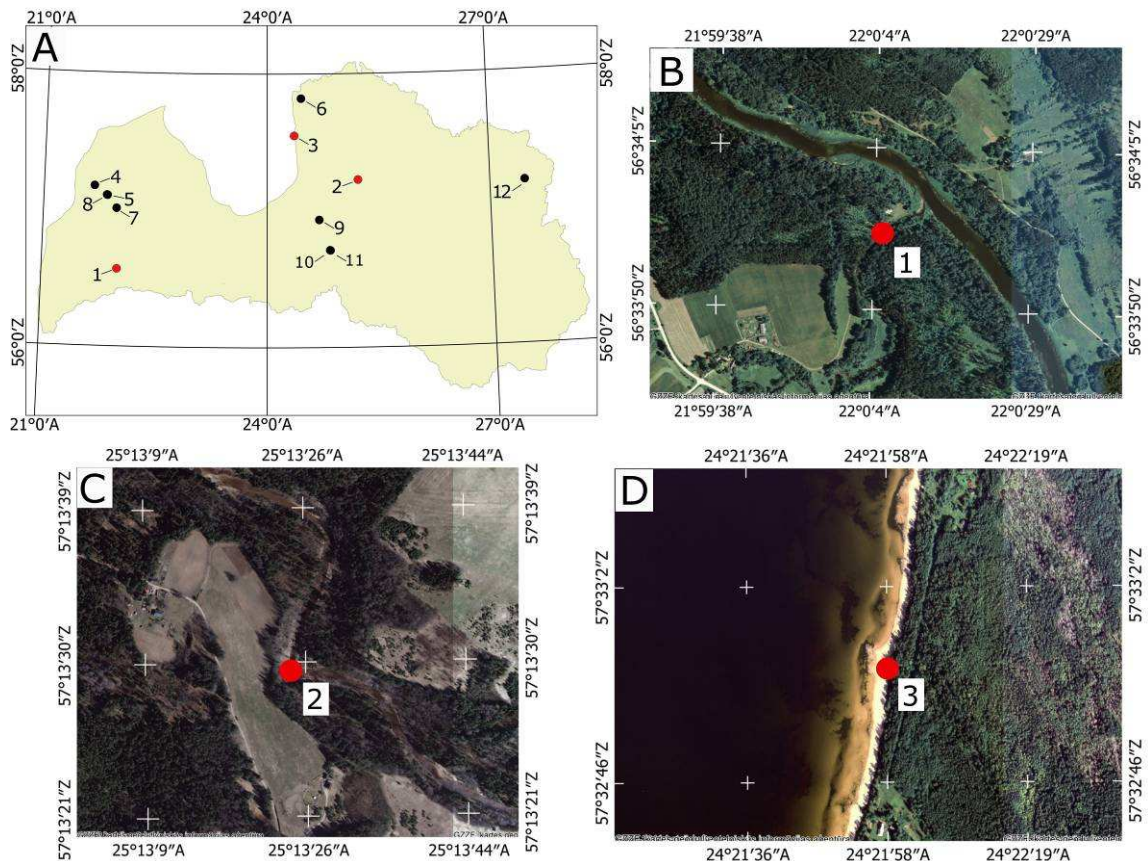
Promocijas darbā ir apskatīti šo stratigrāfisko intervālu ģeoloģiskie griezumus un pazīmes, kas norāda uz attiecīgo slāņkopu subaerālu atsegšanos (4.6. un 4.7. nodaļa). Tomēr tik detalizēti šo slāņkopu pētījumi kā Šķerveļa, Amatas un Burtnieku svītas gadījumā nav veikti, jo vāji izteiktās vai vispār neizteiktās subaerālās atsegšanās pazīmes nedod iespēju analizēt pedogēno dolokrētu attīstību aerācijas zonā vai gruntsūdeņu līmeņa izmaiņas.

Kupravas māla karjerā apsekota arī Katlešu svītas Kupravas ridas augšējā daļa, kur pēc neseno pētījumu datiem (Stinkulis, Spruženiece, 2011) atklāta iespējamā dolokrētu slāņkopa, kas varētu liecināt par nogulumu subaerālu atsegšanos. Kupravas rida sastāv no labi izkristalizēta dolomīta, kas bagāts arī ar sekundāro kalcītu, tādēļ ir liela iespējamība, ka sākotnējās subaerālās atsegšanās pazīmes tur ir iespaidojuši pēcsedimentācijas procesi. Kupravas ridas veidojumi promocijas darbā sīkāk nav raksturoti. Šī stratigrāfiskā līmeņa veidojumus Kupravas karjerā būtu nepieciešams pētīt nākotnē.

3.2. Pētījumu objekti

Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas pētījumi veikti Kurzemes dienvidos atsegumā Lētīžas upes grīvā aptuveni 200 m pirms ietekas Ventā (3.1. B attēls, Nr. 1). Tur Šķerveļa svītas dolomīti atsedzas aptuveni 200 m garā joslā gar Lētīžas upi, kas ļauj dokumentēt slāņkopas uzbūvi un sedimentācijas tekstūras, izsekojot tās arī plašā laterālā virzienā.

Pētītā atseguma augstums ir 4,2 m. Lauka pētījumos veikts atseguma apraksts un nogulumiežu paraugu noņemšana laboratorijas analīzēm. Paraugi vertikālā virzienā noņemti ar vidēji 20 cm intervālu, raksturojot visu ģeoloģisko griezumus un atsegumā pārstāvētās sedimentācijas tekstūras. Paraugu noņemšanas vietas norādītas Nīkrāces ridas ģeoloģiskajā griezumā disertācijas 4.17. attēlā. Noņemti 29 paraugi: 3 mālaino nogulumu paraugi no to izplatības zonām dolomītos ķīmiskā sastāva un māla minerālu pētījumiem, 26 dabīgā sagulumā orientētu cieto iežu – dolomīta un kramaina dolomīta – paraugi pētījumiem pieslīpējumos, plānslīpējumos, SEM, XRD, XRF un stabilo izotopu analīzei.



3.1. attēls. Dokumentēto ģeoloģisko objektu atrašanās vieta: (A) visi objekti; (B) Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu atsegums (A: Nr. 1); (C) Amatas un Pļaviņu svītu robežslāņkopas atsegums Vizūļu iezī (A: Nr. 2); (D) Burtnieku svītas nogulumu atsegums Veczemju klintīs (A: Nr. 3). Kartogrāfiskā pamatne (B-D) – LĢIA Latvijas 4. etapa ortofoto karšu mozaīka.

Apzīmējumi: 1 – Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu atsegums Lētižas upes grīvā (56°33'57" Z pl., 22°00'05" A gar.); 2 – Amatas un Pļaviņu svītu robežslāņkopas atsegums Vizūļu iezī (57°13'29" Z pl., 25°13'24" A gar.); 3 – Burtnieku svītas nogulumu atsegums Veczemju klintīs (57°32'54" Z pl., 24°21'58" A gar.); 4 – Gargždu sērijas slāņkopa urbumā Piltene 1; 5 – Burtnieku svītas nogulumu Paventu atsegums (57°06'06" Z pl., 21°51'19" A gar.); 6 – Burtnieku svītas nogulumu atsegums Mērnīeku klintīs (57°49'14" Z pl., 24°27'43" A gar.); 7 – Amatas svītas nogulumu Dzelmeju atsegums (56°59'26" Z pl., 22°01'56" A gar.); 8 – Amatas svītas nogulumu Riežupes atsegums (57°00'29" Z pl., 21°58'55" A gar.); 9 – Daugavas svītas nogulumu atsegums Remīnes karjerā (56°55'59" Z pl., 24°41'49" A gar.); 10 – Katlešu svītas nogulumu atsegums pie Daugavas leļpus Rumbiņai (56°42'40" Z pl., 24°50'15" A gar.); 11 – Katlešu svītas nogulumu atsegums pie Daugavas augšpus Rumbiņai (56°42'36" Z pl., 24°50'32" A gar.); 12 – Katlešu svītas Kupravas ridas nogulumu atsegums Kupravas māla atradnē (57°12'02" Z pl., 27°26'51" A gar.).

Figure 3.1. Location of the studied geological objects: (A) all objects; (B) outcrop of deposits of the Nīkrāce Member, the Šķervelis Formation (A: No. 1); (C) boundary beds of the Amata and Pļaviņas Formations at the Vizūļu outcrop (A: No. 2); (D) outcrop of deposits of the Burtnieki Formation at the Veczemji Cliffs (A: No. 3). Cartographic base (B-D) – mosaic of LĢIA stage 4 orthophoto maps of Latvia.

Legend: 1 – outcrop of deposits of the Nīkrāce Member, the Šķervelis Formation, the mouth of the River Lētiža (56°33'57" N, 22°00'05" E); 2 – boundary beds of the Amata and Pļaviņas Formations, the Vizūļu outcrop (57°13'29" N, 25°13'24" E); 3 – outcrop of deposits of the Burtnieki Formation, the Veczemji Cliffs (57°32'54" N, 24°21'58" E); 4 – succession of the Gargždi beds, drill-core Piltene 1; 5 – deposits of the Burtnieki Formation at the Paventas outcrop (57°06'06" N, 21°51'19" E); 6 – outcrop of deposits of the Burtnieki Formation, the Mērnīeki Cliffs (57°49'14" N, 24°27'43" E); 7 – deposits of the Amata Formation at the Dzelme outcrop (56°59'26" N, 22°01'56" E); 8 – deposits of the Amata Formation at the Riežupe outcrop (57°00'29" N, 21°58'55" E); 9 – outcrop of deposits of the Daugava Formation at the Remīne quarry (56°55'59" N, 24°41'49" E); 10 – outcrop of deposits of the Katleši Formation at the River Daugava bank, downstream from Rumbiņa (56°42'40" N, 24°50'15" E); 11 – outcrop of deposits of the Katleši Formation at the River Daugava bank, upstream from Rumbiņa (56°42'36" N, 24°50'32" E); 12 – outcrop of deposits of the Kuprava Member, the Katleši Formation at the Kuprava clay pit (57°12'02" N, 27°26'51" E).

Veiktās laboratorijas analīzes:

- iežu tekstūru pētījumi pieslīpējumos un stabilo izotopu analīze – visiem 26 dabīgā sagulumā orientētu cieto iežu paraugiem;
- XRF analīze un nefrakcionētu paraugu XRD analīze – visiem 29 iežu paraugiem;
- XRD analīze māla frakcijai un māla minerālu identifikācija – visiem 3 mālaino nogulumu paraugiem (S.19-21);
- tekstūru-struktūru pētījumi SEM un elektronu mikrozondes ķīmiskā analīze – 4 cieto iežu paraugiem (S.2, S.5, S.15 un S.16) pavisam kopā 121 laukumā.

Amatas svītas augšējās daļas raksturošanai veikti detalizēti lauka pētījumi Vidzemes vidienē – Visuļu iezī Amatas upes krastā (3.1. C attēls, Nr. 2). Amatas-Pļaviņu svītas robežintervāls attīrīts 9,1 m garumā 1,2 m virs un 7,9 m zem stratigrāfiskās robežas. Attīrītajā atsegumā sastādīts ģeoloģiskā griezuma apraksts un veikta slāņkopas uzbūves un nogulumiežu tekstūru dokumentēšana. Laboratorijas analīzēm no atseguma noņemti pavisam 26 iežu paraugi. Paraugu noņemšanas vietas norādītas Amatas-Pļaviņu svītas robežintervāla ģeoloģiskajā griezumā disertācijas 4.8. attēlā. Pļaviņu svītas slāņkopas daļā noņemti 3 mālainu aleirolītu un dolomītmerģeļu paraugi. Amatas svītas slāņkopas daļā noņemti 23 paraugi un, tā kā Amatas svītu atsegumā veido irdeni smilšakmeņi un mālaini aleirolīti ar dolomīta cementa konkrēcijām un starpkārtām, tad noņemti gan klastisko nogulumu paraugi, pielietojot vadziņas metodi, gan arī dabīgā sagulumā orientēti cieto iežu paraugi – ar dolomīta cementu cementēti klastiskie nogulumi. Klastisko nogulumu paraugiem veikta XRD analīze, savukārt paraugi ar dolomīta cementu analizēti pieslīpējumos, plānslīpējumos, SEM, kā arī tiem veikta stabilo izotopu analīze.

Veiktās laboratorijas analīzes:

- iežu tekstūru un minerālā sastāva pētījumi pieslīpējumos un plānslīpējumos veikta 11 dolomīta ieslēgumu paraugiem;
- stabilo izotopu analīze veikta tiem pašiem 11 paraugiem (analizētie paraugi norādīti shematiskajā Visuļu ieža griezumā ar stabilo izotopu līknēm 4.14. attēlā);
- XRD analīze gan nefrakcionētiem paraugiem, gan māla frakcijai un māla minerālu identifikācija veikta 20 klastisko nogulumu paraugiem: visiem 3 Pļaviņu svītas iežu paraugiem (V.1-3) un 17 Amatas svītas iežu paraugiem (V.4, V.5, V.7-21);
- tekstūru-struktūru pētījumi SEM un elektronu mikrozondes ķīmiskā analīze veikta vienam paraugam (V.16) pavisam kopā 35 laukumos.

Promocijas darba izstrādes sākumposmā Amatas svītas nogulumu apsekoti arī ģeoloģiskajos objektos Kurzemē. Riežupes krastā netālu no Dzelmju mājām starp Rumbeniekiem un Mežvaldi dokumentēta Amatas-Pļaviņu svītas robežslāņkopa Dzelmju atsegumā (3.1. attēls, Nr. 7). Tajā Amatas svītas nogulumus veido galvenokārt irdens smilšakmens ar kalcīta un dolomīta cementa ieslēgumiem. Savukārt Riežupes atsegumā (3.1. attēls, Nr. 8) aptuveni 200 m no Riežupes ietekas Ventā dokumentēts arī Gaujas un Amatas svītas kontakts un Amatas svītas smilšaini aleirītiskie nogulumi. Pēdējos ir vāji izteikts dzīslveida karbonātu cements.

Šajos objektos veikta atsegumu attīrīšana un dokumentēta dolomīta ieslēgumu forma un izplatība. No Dzelmju atseguma griezuma Amatas svītas daļas noņemti arī 4 klastisko nogulumu paraugi XRD analīzei un no Riežupes atseguma Amatas svītas daļas – 2 klastisko nogulumu paraugi XRD analīzei, lai salīdzinātu mālu minerālo sastāvu ar Amatas svītas nogulumiem Visuļu iezī Vidzemē (4.15. attēls). Tomēr tik detalizēti Amatas svītas pētījumi kā Visuļu iezī šajos objektos turpināti netika, kas saistīts ar nogulumu subaerālās atsegšanās makroskopisko pazīmju trūkumu atsegumos.

Burtnieku svītas nogulumu pētījumi veikti Vidzemes rietumu daļā, Rīgas līča austrumu krastā – Veczemju klintīs (3.1. D attēls, Nr. 3). Pētījumu nolūks bija raksturot

mālainajā slāņkopā iegulošos dolomīta veidojumus un to izcelsmi. Lauka pētījumi veikti uz ziemeļiem no smilšakmeņu atsegumu joslas, kur atsedzas griezumā mainīgi mālaini, aleirītiski un smilšaini nogulumi. Tur dažus desmitus metru garā posmā un tikai aptuveni 1 līdz 1,5 m augstumā virs jūras līmeņa atsedzas Burtnieku svītas mālaino nogulumu slāņkopa, kuras augšējā daļa satur blīvi izplatītas dolomīta konkrēcijas (4.1. attēls). Lauka pētījumu laikā 2012. gada ziemā mālainās slāņkopas virsma bija klāta ar noplūdeņiem un apaugusi, bet vietām segta ar kvartāra eolo smilti. Šī mālainā slāņkopa bija labi atsegta pēc spēcīgās 2005. gada janvāra vētras, pēc kuras atsegums bija dabīgi attīrīts un dolomīta ieslēgumi bija atsegti tādā mērā, ka bija iespējami to pētījumi atsegumā. Tolaik atseguma apsekošanu veica Dr. Ģirts Stinkulis un šī atseguma fotodokumentācijas materiāli ir izmantoti arī promocijas darbā, veicot karbonātu ieslēgumu izplatības un ieguluma apstākļu analīzi (Pipira, Stinkulis, 2015).

Promocijas darba ietvaros veikti arī lauka pētījumi 2012. gada ziemā mālainās slāņkopas dokumentēšanai un nogulumu paraugu noņemšanai. Tā kā atseguma virsma tad bija jau apaugusi un klāta ar noplūdeņiem, tad slāņkopas virsmā izrakts skatrakums 0,5 m dziļumā (Pipira, Stinkulis, 2015). No skatrakuma sienām 15-20 cm biezos intervālos noņemti 20 dolomīta veidojumi, t.sk., dabīgā sagulumā, un 3 mālainās matricēs paraugi. Visiem 3 mālaino nogulumu paraugiem veikta XRD analīze māla minerālu identifikācijai un vienā gadījumā arī nefrakcionēta parauga analīze. Dolomīta konkrēciju tekstūras un minerālais sastāvs analizēts 10 pieslīpējumos un 6 plānslīpējumos no katra atšķirīgā griezuma intervāla. Vienam paraugam VZ.3-2 no skatrakuma apakšējās daļas (Pipira, Stinkulis, 2015) veikti nogulumu tekstūru-struktūru pētījumi SEM un elektronu mikrozondes ķīmiskā analīze 16 laukumos.

Papildus pētījumiem Veczemju atsegumā veikta divu citu Burtnieku svītas nogulumu atsegumu apsekošana, kur arī klastiskajos nogulumos izplatīti dolomīta veidojumi. Vidzemē netālu no Mērnikiem apsektas Mērnietu klintis Salacas kreisajā krastā (3.1. attēls, Nr. 6), kur smilšakmeņu atsegums ar dolomīta cementa veidojumiem pētīts tā dabīgajā stāvoklī. Savukārt Kurzemē Ventas labajā krastā pie Zlēkām 4 m biežumā attīrīta un dokumentēta dolomīta konkrēcijas saturoša mālaini aleirītisko nogulumu slāņkopa Paventu atsegumā netālu no Paventu mājām (3.1. attēls, Nr. 5). Šajos atsegumos dokumentēta dolomīta ieslēgumu forma, saguluma apstākļi un izplatība klastiskajos nogulumos. Ne Paventu atsegumā, nedz arī Mērnietu klintīs veiktie karbonātu veidojumu vispārīgie pētījumi neļāva identificēt subaerālās atsegšanās pazīmes, tāpēc detalizēti dolomīta cementa izcelsmes pētījumi šajos objektos promocijas darbā netika veikti. Tie būtu vērtīgi turpmākos līdzīgas ievirzes darbos.

Katlakalna seržu glabātavā sastādīts Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāla ģeoloģiskais griezumus urbumā Piltene 1, kas ticis ierīkots Kurzemes ziemeļu daļā (3.1. attēls, Nr. 4). No urbuma serdes noņemti 7 smilšakmeņu un mālainu aleirolītu, kas cementēti ar dolomīta cementu, paraugi. To noņemšanas vietas norādītas Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāla ģeoloģiskajā griezumā 4.24. attēlā. No iežu paraugiem izgatavoti 7 pieslīpējumi, kuros veikti nogulumu tekstūru pētījumi. Vienam paraugam P.3, kas pēc dzīslainās dolomīta cementa tekstūras nedaudz līdzinās detalizēti pētītajiem Amatas svītas dolomīta cementa veidojumiem Visuļu iezī, veikti arī tekstūru-struktūru pētījumi SEM un elektronu mikrozondes ķīmiskā analīze 34 laukumos. Tomēr nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmju pētījumi Gargždu sērijas slāņkopā pēc seržu materiāla ir apgrūtināti, jo irdenie klastiskie nogulumi ir ietekmēti urbšanas procesā.

Latvijas centrālajā daļā Lielvārdē pie Daugavas abpus Rumbiņas ietekai (3.1. attēls, Nr. 10, 11) sastādīti divi Katlešu svītas ģeoloģiskie giezumi, kas, domājams, atbilst Liepnas-Kupravas ridas robežintervālam, ko savā darbā aprakstījis V. Sorokin (Sorokin, 1978b). Lauka pētījumos veikta atsegumu dokumentācija, kā arī noņemti dabīgā sagulumā

orientētu smilšakmeņu ar dolomīta cementu paraugi pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošanai. Vienā no atsegumiem – augšpus Rumbiņas ietekai – noņemti 6 nogulumiežu paraugi, no kuriem izgatavoti pieslīpējumi un 4 plānslīpējumi un kuros veikti nogulumu tekstūru pētījumi. Paraugu noņemšanas vietas norādītas Katlešu svītas Liepnas-Kupravas ridas robežintervāla ģeoloģiskajā griezumā 4.26. attēlā. Otrā atsegumā – lejpus Rumbiņas ietekai – noņemti 11 nogulumiežu paraugi virs un zem iespējamās ridu robežas, no tiem izgatavoti 2 plānslīpējumi. Tomēr ne pēc lauka pētījumiem, ne pieslīpējumu analīzes precīzu Liepnas-Kupravas ridas robežu noteikt neizdevās un arī pārliecinošas šo nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmes netika atklātas, tāpēc detalizētāki šī stratigrāfiskā intervāla pētījumi promocijas darba ietvaros veikti netika. Iespējams, ka devona nogulumu ģeoloģiskais griezumšs Lielvārdē Daugavas ielejas nogāžu procesu dēļ ir mainījies kopš V. Sorokina veiktajiem pētījumiem pirms vairāk nekā 30 gadiem.

Katlešu svītas Kupravas ridas augšējās daļas lauka pētījumi veikti Kupravas māla karjerā, kur māla slāņkopu klāj masīvs, blīvs dolomīta ar smilts piejaukumu veidojums ar neregulāru apakšējo robežu un regulāru, līdzenu augšējo robežu. Tas pēc uzbūves atgādina dolokrētu un ir vispārīgi raksturots iepriekš (Stinkulis, Petrikas, 2011). Šo objektu savā bakalaura darbā pētījis LU ĢZZF students A. Petrikas 2009. gadā. Viņš raksturojis iespējamā dolokrēta formu, izmērus, struktūru un tekstūru vairākos plānslīpējumos. Šis objekts būtu interesants detalizētākiem pētījumiem, taču, iepazīstoties ar A. Petrikas izgatavotajiem plānslīpējumiem, secināts, ka dolomīti ir vairāk pārkristalizēti, salīdzinot ar Burtnieku, Amatas un Šķerveļa svītā sastopamajiem. Kupravas ridas dolomītos ir arī daudz sekundārā kalcīta ieslēgumu un vietām dolomīts ir pārveidots sekundāras dedolomitizācijas rezultātā (Stinkulis, Petrikas, 2011). Pie tam Kupravas ridas dolokrēti pēc savas uzbūves un izplatības klastiskajos nogulumiežos ir līdzīgi Amatas svītas dolokrētiem, un promocijas darba autore izvēlējās veikt tikai vienu šāda veida dolokrētu detalizētus pētījumus. Kupravas ridas dolokrēti būtu interesants līdzīgas ievirzes pētījumu objekts nākotnē.

Latvijas centrālajā daļā Remīnes karjerā netālu no Ropažiem (3.1. attēls, Nr. 9) sastādīts Daugavas svītas nogulumu griezumšs ar Oliņkalna-Selgu un Selgu-Kranciemas ridas kontaktiem, kur V. Sorokins (Sorokin, 1978a) norādījis izskalojuma virsmas. Lauka pētījumos noņemti kopskaitā 11 nogulumiežu paraugi – gan mālaino nogulumu paraugi XRD analīzei, gan arī dabīgā sagulumā orientēti dolomīta un dolomītmerģeļa paraugi pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošanai. Paraugu noņemšanas vietas norādītas Daugavas svītas ģeoloģiskajā griezumā 4.27. attēlā. No iežu paraugiem izgatavoti pieslīpējumi, kuros veikti nogulumu tekstūru pētījumi. Atsevišķos līmeņos lauka darbu ietvaros tika novērotas žūšanas plaisas, taču citas nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmes ne lauka pētījumos, ne pieslīpējumu analīzē netika novērotas, tāpēc detalizētāki šī stratigrāfiskā intervāla pētījumi promocijas darba ietvaros veikti netika.

3.3. Laboratorijas pētījumu metodes

Nogulumiežu paraugu laboratorijas pētījumu metodika ietver: (1) pieslīpējumu izgatavošanu, skenēšanu un analīzi; (2) plānslīpējumu izgatavošanu, fotografēšanu un analīzi mikroskopā; (3) nogulumu tekstūru un struktūru pētījumus skenējošajā elektronu mikroskopā (SEM); (4) minerālā sastāva t.sk., māla minerālu analīzi, pielietojot rentgenstaru difraktometrisko (XRD) analīzi; (5) ķīmiskā sastāva analīzi, pielietojot rentgenstaru fluorescences (XRF) metodi un elektronu mikrosondi SEM; (6) stabilo izotopu analīzi, pielietojot masu spektrometrijas metodi.

Veiktās laboratorijas analīzes detalizēti pētīto slāņkopu nogulumiem:

- pieslīpējumu pētījumi – 26 Šķerveļa, 11 Amatas un 10 Burtnieku svītas nogulumu paraugiem;
- plānslīpējumu pētījumi – 11 Amatas un 6 Burtnieku svītas nogulumu paraugiem;
- stabilo izotopu analīze – 26 Šķerveļa svītas un 11 Amatas svītas nogulumu paraugiem;
- XRF analīze – 29 Šķerveļa svītas nogulumu paraugiem;
- nefrakcionētu paraugu XRD analīze – 29 Šķerveļa svītas, 17 Amatas svītas un 1 Burtnieku svītas nogulumu paraugam;
- XRD analīze māla frakcijai un māla minerālu identifikācija – 3 Šķerveļa svītas, 17 Amatas svītas un 3 Burtnieku svītas nogulumu paraugiem;
- SEM un elektronu mikrozondes ķīmiskā analīze – 4 Šķerveļa svītas nogulumu paraugam 121 laukumā, 1 Amatas svītas nogulumu paraugam 35 laukumos un 1 Burtnieku svītas nogulumu paraugam 16 laukumos.

3.3.1. Pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošana un analīze

Nogulumiežu tekstūru pētījumiem mezomērogā veikta pieslīpējumu izgatavošana, savukārt minerālā sastāva, struktūru un tekstūru pētījumiem mikromērogā veikta plānslīpējumu izgatavošana. Kā secināts pētījuma izstrādes gaitā, nogulumiežu subaerālās atsegšanās pazīmju pētījumiem informatīvākās ir tieši mezomēroga sedimentācijas un pēcsedimentācijas tekstūras, tādējādi pārsvarā izgatavoti tieši paraugu pieslīpējumi, kas vēlāk ieskenēti un analizēti digitāli.

Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumiežu pieslīpējumus, 2014. gadā izstrādājot kursa darbu, izgatavojusi un ieskenējusi ģeoloģijas bakalaura studiju programmas studente Lauma Jurševska. Promocijas darba autore ir L. Jurševskas kursa darba vadītāja.

Pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošanai izmantoti tādi lauka pētījumos noņemtie nogulumiežu paraugi, kas nav irdeni un ir ar vismaz vāju cementācijas pakāpi – pārsvarā dabīgā sagulumā orientēti smilšakmeņu un dolomītu paveidi. Paraugu pieslīpējumu un plānslīpējumu izgatavošana veikta LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes (ĢZZF) Iežu pētījumu laboratorijā.

Nogulumiežu pieslīpējumu izgatavošanai laboratorijā iežu paraugi atbrīvoti no ūdens, žāvējot tos <40°C temperatūrā vai ūdeni aizvietojojot ar acetonu (Vepraskas, Wilson, 2008). Pēc tam paraugi impregnēti ar epoksīda sveķiem. Impregnēšanai izmantoti firmas Struers materiāli EpoFix – epoksīda sveķi un cietinātājs masas attiecībā 25:1,5. Poru un plaisu iekrāsošanai pievienots zaļās krāsas pigments (0,005 g uz 1 l līmes). Tā kā izmantotie paraugi lielākoties ir litoloģiski neviendabīgi un nereti satur ievērojamu mālainā materiāla piejaukumu, kas aizpilda poru telpu, impregnēšanas šķīdums šķaidīts ar 30-40% acetona.

Impregnēšana veikta Epovac vakuuma kamerā. Pēc paraugu ievietošanas vakuuma kamerā spiediens pazemināts līdz 100 mBa un 30 min. laikā no paraugiem atsūknēts gaiss. Tā kā paraugu impregnēšanai izmantots sveķu-acetona maisījums, īsi pirms tā pievienošanas spiediens vakuuma kamerā paaugstināts līdz 200 mBa, jo zemākā spiedienā acetons sāk vārīties, kas var nelabvēlīgi ietekmēt nogulumiežu struktūru. Tad caur plastmasas caurulīti vakuuma kamerā centimetra augstumā iepildīts impregnēšanas maisījums. Vakuums kamerā uzturēts 30 min., tad nedaudz paaugstināts spiediens un pievienots papildu impregnēšanas maisījums vēl centimetra augstumā, pēc tam spiediens atkal samazināts līdz 200 mBa un vakuums uzturēts 30 min. Process atkārtots līdz impregnēšanas maisījums pilnībā ietver paraugus un pārklāj to virsmu pāris centimetrus

biezā kārtā. Pēc tam pakāpeniski aptuveni 10 min. laikā spiediens vakuuma kamerā paaugstināts līdz normālam (Vepraskas, Wilson, 2008). Epoksīda sveķu cietēšanas ilgums ir 1-2 nedēļas atkarībā no tam pievienotā acetona daudzuma. Kad epoksīda sveķi atrodas stingrā želejveida stāvoklī, tos nogriež no parauga skaldnēm, kas paātrina to cietēšanu parauga porās un atvieglo turpmāko paraugu apstrādes procesu.

Turpmākajai paraugu apstrādei izmantota slīpēšanas iekārta Logitech PM5. Kad paraugā impregnētais materiāls pilnībā sacietējis, no analizējamās parauga virsmas plānā kārtiņā nozāģēts epoksīda sveķu atlikums un virsma slīpēta līdz tā ir taisna un gluda. Slīpēšana veikta ar slīpripas griešanās ātrumu 70 apgriezieni minūtē, kā abrazīvo materiālu izmantojot 600 gritu silīcija karbīda pulvera 10% suspensiju ūdenī, slīpēšanas ilgums atkarīgs no parauga cietības un parasti nepārsniedz 30 min. Pēc tam nepieciešama parauga mazgāšana ultraskaņas vannā, lai to pilnībā attīru no silīcija karbīda daļiņām, un atstāts izžūt istabas temperatūrā. Ja paraugi nav pilnībā impregnēti, ko nereti iespējams konstatēt tikai to slīpēšanas laikā, tad tiek veikta virsmas impregnēšana – jau augstāk aprakstītais impregnēšanas maisījums vakuuma kamerā plānā kārtiņā tiek uzklāts tikai uz parauga virsmas, lai aizpildītu visas atvērtās poras. Kad līmes kārtiņa uz virsmas sacietējusi, tā tiek uzmanīgi noslīpēta līdz ieža virsmai.

Kad nepieciešamais paraugu apjoms ir pilnībā impregnēts un paraugu virsma noslīpēta taisna, izgatavotie slīpējumi ieskenēti ar iespējami augstu izšķirtspēju, lai tālāk tos analizētu lielākā palielinājumā. Pieslīpējumu skenēšana veikta LU ĢZZF Pamatiežu ģeoloģijas katedrā ar skeneri HP Scanjet 4570c.

Pieslīpējumi, no kuriem izvēlēts veikt izgatavot arī plānslīpējumus, tiek līmēti pie iepriekš noslīpētiem 30x45 mm vai 45x60 mm lieliem stikliem ar iepriekš nomērītu biežumu. Līmēšanai izmantoti epoksīda sveķi un cietinātājs masas attiecībā 25:3. Pie stikliem pielīmētie paraugi iestiprināti zem sloga un atstāti uz vienu dienu, līdz līme sacietējusi.

Kad līme starp stiklu un paraugu sacietējusi, paraugs tiek nozāģēts, atstājot ap milimetru plānu parauga kārtiņu uz stikla. Tad, izmantojot pulēšanas iekārtu, paraugi populēti līdz tie kļūvuši caurspīdīgi, skatoties pret gaismu. Beidzamajā plānslīpējumu izgatavošanas posmā pie stikliem pielīmētie paraugi atkal slīpēti uz slīpripas, līdz sasniegts optimālais plānslīpējuma biezums 30 μm. Plānslīpējumi pētīti LU ĢZZF Zemes zinātņu laboratorijā un fotografēti mikroskopā Leica DM 4500P, kas savienots ar digitālo kameru Leica DFC 495.

3.3.2. XRD analīze un māla minerālu identifikācija

XRD metode promocijas darbā pielietota, lai pēc rentgendifrakcijas ainām identificētu tos nogulumos esošos māla minerālus, kas norāda uz subaerālās atsegšanās ietekmi uz nogulumu veidošanos, kā tas aprakstīts teorijas nodaļā 2.2.1. „Māla minerāli”.

Lauka pētījumos ņemto Amatas un Burtnieku svītas nogulumu paraugu XRD analīze veikta LU Ķīmijas fakultātē, izmantojot rentgenstaru difraktometru Bruker D8 DISCOVER ar CuK_α starojumu ($\lambda=1,54060\text{Å}$). Neteksturēti (kristalīti izkārtoti haotiski) pulverveida paraugi uzņemti $2,5-70^\circ$ 2θ posmā ar ekspozīcijas laiku 2 sek. un soļa garumu $0,01^\circ$. Teksturēti (kristalīti savstarpēji orientēti vienā plaknē) un apstrādāti paraugi uzņemti $2,5-30^\circ$ 2θ posmā ar ekspozīcijas laiku 1 sek. un soļa garumu $0,01^\circ$. Rentgendifraktogrammu apstrāde un fāžu kvalitatīvā analīze veikta, izmantojot datorprogrammu EVA, balstoties uz Rietvelda metodi.

Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu paraugu analīzi veica pētniece Dr. Ilze Vircava Tartu Universitātes Zinātnes un tehnoloģiju fakultātē Igaunijā. Gan nefrakcionēti,

gan māla frakcijas paraugi pulverizēti planetārajās dzirnavās un sagatavoti neteksturēti paraugi, kas analizēti, izmantojot rentgenstaru difraktometru Bruker D8 Advance ar CuK_α starojumu un LynxEye line positive sensitive detektoru. Neteksturēti pulverveida paraugi uzņemti 2θ posmā $2-70^\circ$ ar soļa garumu $0,02^\circ$ un ekspozīcijas laiku 1 sek. uz soli. Māla minerālu identifikācija, izmantojot minēto iekārtu, veikta gaissausiem tekstūrētiem paraugiem, kā arī 24 h apstrādātiem etilēnglikola atmosfērā un karsētiem pie 550°C (2 h). Paraugi uzņemti 2θ posmā no $3-55^\circ$ ar soļa garumu $0,05^\circ$ un ekspozīcijas laiku 0,5 sek. uz soli. Rentgendifraktogrammu apstrāde un fāžu kvalitatīvā analīze veikta, izmantojot datorprogrammu Siroquant-3, kas balstīta uz Rietvelda un relatīvo intensitāšu metodi.

Mālu mineralogiskajos pētījumos parasti izmanto māla frakciju $<2\ \mu\text{m}$ (Moore, Reynolds, 1997; Khidir, Catuneanu, 2009). Tomēr atkarībā no māla minerālu tipa, dabā to agregāti ir arī lielāki. Piemēram, ja, smektīta agregātu izmērs var būt tikai $<1\ \mu\text{m}$, tad illīta agregātu diametrs parasti ir $1-3\ \mu\text{m}$, savukārt kaolīnīta agregāti var sasniegt $5\ \mu\text{m}$ izmēru (Tucker, 1991). Tāpēc pētījuma sākumposmā kopskaitā 10 analizējamajiem Amatas svītas mālaino nogulumu paraugiem eksperimentāli veikta to rentgenstaru difraktometriskā analīze gan $<2\ \mu\text{m}$, gan arī $<4\ \mu\text{m}$ izmēru daļiņām, kas atbilst māla frakcijai pēc sedimentoloģijā pieņemtās Adena-Ventvorsa (Udden-Wentworth, angļu val.) klasifikācijas (Wentworth, 1922). Salīdzinot viena parauga dažādām frakcijām uzņemtās rentgendifraktogrammas, konstatēts, ka māla minerālu identifikācijai arī $<4\ \mu\text{m}$ frakcija ir pietiekama un tā pielietota arī turpmākajos nogulumu paraugu pētījumos.

Nogulumu frakcijas $<2\ \mu\text{m}$ un $<4\ \mu\text{m}$ atdalītas ar dekantēšanu (Poppe et al., 2002). Attiecīgās frakcijas suspensija no sedimentācijas cilindra ar pipeti iztukšota Petri traukos un žāvēta istabas temperatūrā. Gaissausa attiecīgās frakcijas minerālā materiāla kārtiņa ar skalpeli izkasīta no Petri traukiem.

Māla minerālu pētījumiem paraugu uzņemšana rentgenstaru difraktometrā optimāli sastāvēja no 5 posmiem, uzņemot rentgendifraktogrammas (1) neteksturētiem pulverveida paraugiem, (2) tekstūrētiem neapstrādātiem paraugiem, (3) tekstūrētiem ar etilēnglikolu apstrādātiem paraugiem, (4) 350°C un (5) 550°C temperatūrā karsētiem paraugiem. Taču māla minerālu identifikācijai ne vienmēr nepieciešams viss apstrādes cikls. Piemēram, ja māla minerālu identifikācijā uzbriestošie māla minerāli netika konstatēti, tad paraugiem ar līdzīgām rentgendifraktogrammām tālāka paraugu apstrāde ar etilēnglikolu netika veikta.

Neteksturētu pulverveida paraugu rentgendifraktogrammas raksturo minerālu agregātu trīs dimensiju atstarojumu, pēc kura iespējams spriest par konkrētu minerālu fāžu īpatsvaru paraugā (Revees et al., 2006). Pulverveida paraugi pirms uzņemšanas rentgenstaru difraktometrā tiek iesijāti paraugu turētāja padziļinājumā un uzmanīgi, neteksturējot paraugu, nolīdzināti līdz ar parauga turētāja virsmu. Promocijas darba ietvaros neteksturētu paraugu rentgendifraktogrammas tika salīdzinātas, lai puskvantitatīvi noteiktu dažādu minerālo fāžu relatīvo īpatsvaru pētītajos paraugos, kā arī veiktu paraugu minerālā sastāva analīzi. Materiālu neteksturētiem paraugiem iegūst gaissausu minerālo materiālu saberžot ahāta piestā līdz pulverveida konsistencei.

Savukārt tekstūrētu paraugu sagatavošana un vēlāka to ķīmiskā un termiskā apstrāde tiek veikta māla minerālu identifikācijai. Šīs apstrādes katram paraugam tiek veiktas uz viena un tā paša karstumizturīgā stikla, uz kura plānā kārtiņā izklāts paraugs, pēc katras apstrādes paraugu uzņemot rentgenstaru difraktometrā. Dažādu māla minerālu fāžu atstarojumi neapstrādātu paraugu rentgendifraktogrammās var pārklāties, savukārt karsēšanas vai ķīmiskās apstrādes rezultātā konkrēti minerāli maina kristālisko struktūru, kas arī atspoguļojas rentgendifraktogrammās kā fāžu atstarojumu izzušana, pārvietošanās vai intensitātes palielināšanās.

Māla minerāliem ir daudzslāņu struktūra, tāpēc paraugus teksturējot tiek iegūti atstarojumi no paralēlām māla minerālu plaknēm, kas raksturo c plakni. Maksimums ar vislielāko intensitāti ir 001 bazālais atstarojums, savukārt pārējie bazālie atstarojumi jeb harmonijas – 002, 003 utt ir ar zemāku intensitāti (Revees et al., 2006; Al-Ani, Sarapää, 2008). Bazālie atstarojumi teksturētos paraugos ir spēcīgāku intensitāti nekā neteksturētos paraugos, kur dominē nebazālie atstarojumi. Tādējādi teksturētu paraugu rentgendifraktogrammas ir piemērotas māla minerālu identifikācijai, savukārt mālu minerālu kvantitatīvo attiecību ir iespējams noteikt ar fāžu modelēšanas palīdzību, izmantojot attiecīgo datorprogrammu nodrošinājumu. Teksturētus paraugus iegūst pulverveida paraugam pievienot dejonizētu ūdeni, un, izklājot uz stikla, plānā kārtiņā tā, lai minerālu agregāti suspensijā savstarpēji noorientētos. Kad paraugi ir nožuvuši, tos uzņem rentgenstaru difraktometrā.

Lai identificētu tādus uzbriestošos māla minerālus kā, piemēram, smektītus, iepriekš uzņemtais teksturētais paraugs tiek apstrādāts ar etilēnglikolu – tajā uzbriestošo mālu starpslāņi izplešas. Uz stikliņa esošā teksturētā parauga kārtiņa tiek samitrināta ar nelielu daudzumu etilēnglikola un paraugs uz nakti tiek atstāts istabas temperatūrā vai pāris stundas sildīts <60-70 °C temperatūrā (Al-Ani, Sarapää, 2008).

Paraugu termiskā apstrāde veikta uz stikliņa esošos teksturētos paraugus 2 h karsējot 350 °C un 550 °C temperatūrā (Al-Ani, Sarapää, 2008). Pēc katra karsēšanas posma paraugi tiek uzņemti rentgendifraktometrā, un rentgendifraktogrammās ir identificējami tie māla minerāli, kam, konkrētā temperatūrā, dehidratējoties, pilnībā vai daļēji sabrūk kristāliskā struktūra.

Minerālu fāžu identifikācijai salīdzinātas teksturētu, ar etilēnglikolu apstrādātu un 350 °C un 550 °C temperatūrās karsētu paraugu rentgendifraktogrammas. Zemāk raksturoti promocijas darbā analizēto paraugu rentgdifraktogrammās biežāk sastopamie minerāli un to identifikācijas pazīmes (Burt, 2004; Al-Ani, Sarapää, 2008):

- kvarcs – maksimumi pie 4,27 Å un 3,34 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- kālija laukšpats (visbiežāk ortoklāzs) – atstarojums pie 3,24 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- nātrija laukšpats – dubultmaksimums starp 3,16-3,21 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- kalcīts – atstarojums pie 3,06 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- dolomīts – atstarojums pie 2,88-2,89 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- illīts – galvenais maksimums pie 10 Å, saglabājas gan pēc apstrādes ar etilēnglikolu, gan karsēšanas. Uzbriestošā illīta paveidiem, kā illītam-smektītam, raksturīgs asimetrisks un mazo leņķu virzienā lēzenāks bazālais 001 atstarojums 10,1-10,4 Å 2θ intervālā;
- kaolinīts – intensīvs bazālais atstarojums 001 un smails pīķis pie 7,17 Å, kas izzūd pēc parauga karsēšanas 500 °C temperatūrā;
- hlorīts – maksimumi pie 14,1 Å un 7,07 Å, saglabājas pēc visām apstrādēm;
- smektīts – maksimums pie 14,2 Å Ca-smektītam (dabā sastopams biežāk) un pie 12,2 Å Na-smektītam; pēc parauga apstrādes ar etilēnglikolu smektīta starpstāņi izplešas un galvenais smektīta atstarojums nobīdās uz 17-18 Å; pēc karsēšanas 300 °C temperatūrā smektīta struktūra zaudē ūdeni un smektīts pāriet pseidoillītā ar atstarojumu pie 10 Å;
- paligorskīts – ass bazālais atstarojums pie 10.5 Å un atstarojuma izzušana pēc 2 h karsēšanas 550 °C.

3.3.3. XRF, SEM un stabilo izotopu analīze

Stabilo izotopu analīze, SEM un XRF analīzes tika veiktas Igaunijā, Tartu Universitātes Zinātnes un tehnoloģiju fakultātē. Promocijas darba autore kopā ar Dr. Ilzi Vircavu ir piedalījusies SEM mikroskopijas pētījumos, kā arī sagatavojusi paraugus XRF analīzes veikšanai un SEM mikroskopijai. Pārējās analīzes tika veiktas Dr. Ilzes Vircavas vadībā, nepiedaloties promocijas darba autorei.

Ķīmiskā sastāva analīze nefrakcionētiem iežu paraugiem veikta, izmantojot rentgenstaru fluorescences metodi (XRF). Paraugi tika samalti planetārajās dzirnavās un paraugu pulveri sapresēti tabletēs, kas analizētas ar Rigaku ZSX Primus II viļņa garumu izkliedētu rentgenstaru spektrometru (wavelength dispersive x-ray spectrometr, angļu val.), izmantojot Rh primārās radiācijas vakuumu ar 30 mm diafragmu. Rezultāti apstrādāti, izmantojot Rigaku's ScanQuantX programmu nodrošinājumu.

Nogulumiežu paraugu mikro- un nanomorfoloģiskā analīze veikta skenējošajā elektronu mikroskopā (SEM). Atlasītie paraugi tika atzāģēti un slīpēti pēc pieslīpējumu izgatavošanai līdzīgas metodikas. Noslīpēti un sausi paraugi tika pārklāti ar oglekļa kārtiņu un analizēti SEM Zeiss EVO 15MA. Ķīmiskā analīze SEM izvēlētos punktos veikta, izmantojot elektronu mikrosondi ar enerģiju izkliedējošo detektoru Oxford AZTEC X-MAX.

Oglekļa un skābekļa stabilo izotopu analīze tika veikta iekārtā GasBench II preparation line, kas savienota ar masu spektrometru Thermo Scientific Delta V Advantage. Materiāls tika sasmalcināts un apstrādāts ar 99% fosforskābi 2 stundas 70 °C. Stabilo izotopu analīzes rezultāti ir atainoti pieņemtajā δ izteiksmē kā promiles novirze no VPDB (Vienna Peedee Belemnite, angļu val.) standarta. Kalibrācijā izmantoti NBS 19 un LSVEC starptautiskie standarti. Rezultātu atkārtojamība parasti bija labāka par $\pm 0,1\%$.

4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA

Nogulumu subaerālas atsegšanās pazīmes detalizēti pētītas trīs objektos atšķirīgās stratigrāfiskajās vienībās: (1) Burtnieku svītas mālaino nogulumu slāņkopā ar dolomīta konkrēcijām Veczemju klintīs; (2) Amatas svītas smilšakmeņu-aleirolītu slāņkopā ar dolomīta cementa konkrēcijām un starpkārtām un (3) Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomīta slāņkopā Lētīžas upes grīvā. Šo ģeoloģisko griezumumu pētījumu rezultāti izklāstīti, sākot ar tiem, kur aprakstīti zemākas attīstības pakāpes dolokrēti (attiecībā pret idealizētu pedogēno dolokrētu profilu, 2.2. attēls), līdz tiem, kas satur pedogēno dolokrētu profilu augšējās daļas pazīmes. Šī apraksta secība sakrīt ar detalizēti pētīto griezumumu hronostratigrāfisko secību. Papildus minētajiem raksturoti arī citi lauka pētījumos apsektie ģeoloģiskie objekti atbilstoši nodaļā „Materiāls un metodes” minētajam.

4.1. Burtnieku svītas dolokrētu veidojumi Veczemju klintīs

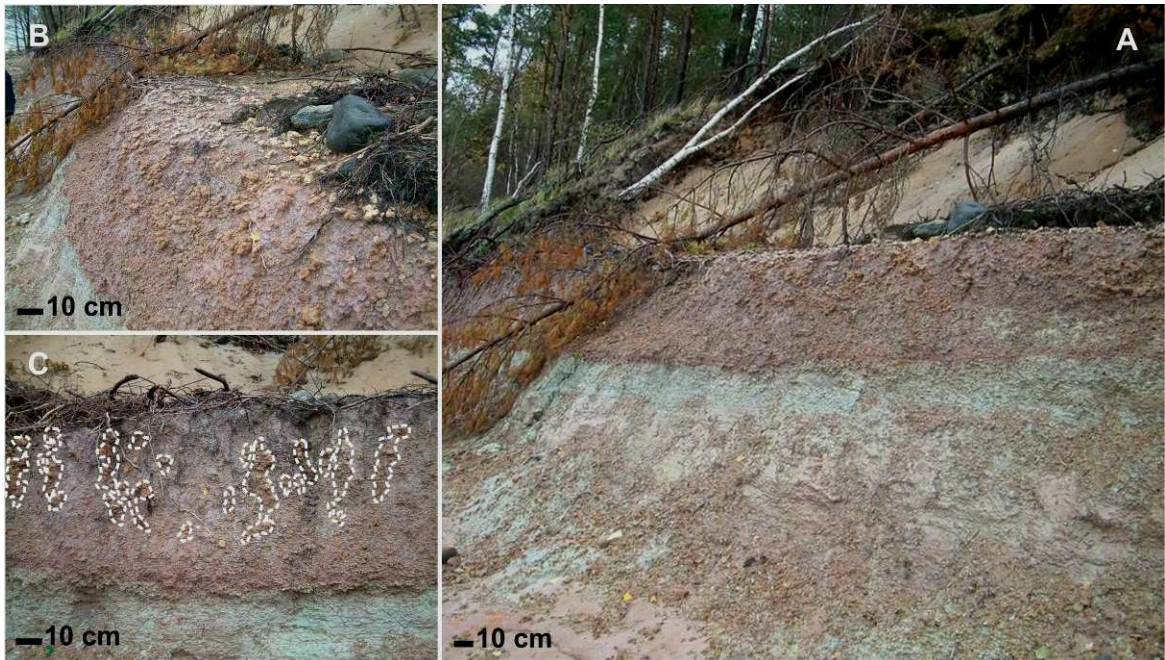
Subaerālās atsegšanās pazīmes Burtnieku svītas nogulumos pētītas Veczemju klintīs (3.1. attēls) – smilšakmeņu atsegumu joslas ziemeļu daļā, kur atsedzas mālaina Burtnieku svītas slāņkopa. Šī mālainā slāņkopa satur blīvi izplatītas dolomīta konkrēcijas, kas, pamatojoties uz citu autoru viedokļiem (Stinkulis, Spruženiece, 2011; Tovmasjana et al., 2011), iespējams, liecina par mālainās slāņkopas subaerālu atsegšanos, Burtnieku laikposmā ar mālainām nogulām aizpildoties plūdmaiņu kanālam. Promocijas darbā veiktie Burtnieku svītas pētījumi publicēti zinātniskajā rakstā (Pipira, Stinkulis, 2015).

4.1.1. Dolomīta konkrēciju forma un saguluma apstākļi

Veczemju klinšu joslas ziemeļu daļā atsegtajā mālaino nogulumu slāņkopā izdalāmi divi slāņi. Slāņkopas apakšējā daļā iegul zilganpelēkas nokrāsas mālaini aleirolīti 0,5-0,8 m biezumā, un šī slāņa nogulumu karbonātu ieslēgumus nesatur. Savukārt slāņkopas augšējo daļu veido sarkanbrūni līdz raibkrāsaini mālaini aleirolīti biezumā līdz 0,8 m – šī slāņa nogulumu satur blīvi izplatītus dzeltenas nokrāsas dolomīta ieslēgumus (4.1. attēls).

Lauka pētījumos mālainajā slāņkopā ierīkotajā skatrakumā un balstoties uz Ģ. Stinkuļa iepriekšējās fotodokumentācijas materiāliem veikta dolomīta ieslēgumu ieguluma apstākļu analīze (Pipira, Stinkulis, 2015), kurā noskaidrots, ka:

- mālainajos nogulumos izplatīto atsevišķo dolomīta ieslēgumu izmērs ir ļoti mainīgs – no viena diviem centimetriem līdz pat 15 cm;
- atsevišķas dolomīta konkrēcijas kļūst lielākas virzienā uz slāņkopas augšu, kur tās ir arī savstarpēji saskaras vai ir saaugušas, tā veidojot lielākus dolomīta sakopojumus;
- virzienā uz slāņkopas augšu pieaug ne tikai atsevišķu konkrēciju izmēri, bet arī izplatības biežums un visblīvāk izplatītas tās ir pašā mālainās slāņkopas augšējā daļā (4.1. attēls);
- atsevišķu dolomīta konkrēciju, galvenokārt slāņa apakšdaļā sastopamo, forma ir neregulāra vai ieapaļa, savukārt virzienā uz slāņkopas augšu, konkrēciju izmēriem pieaugot, to forma nereti ir subvertikāli iegarena vai V-veida (4.2. attēls), kā arī izsekojami subvertikāli iegareni konkrēciju sakopojumi (4.1. C attēls).

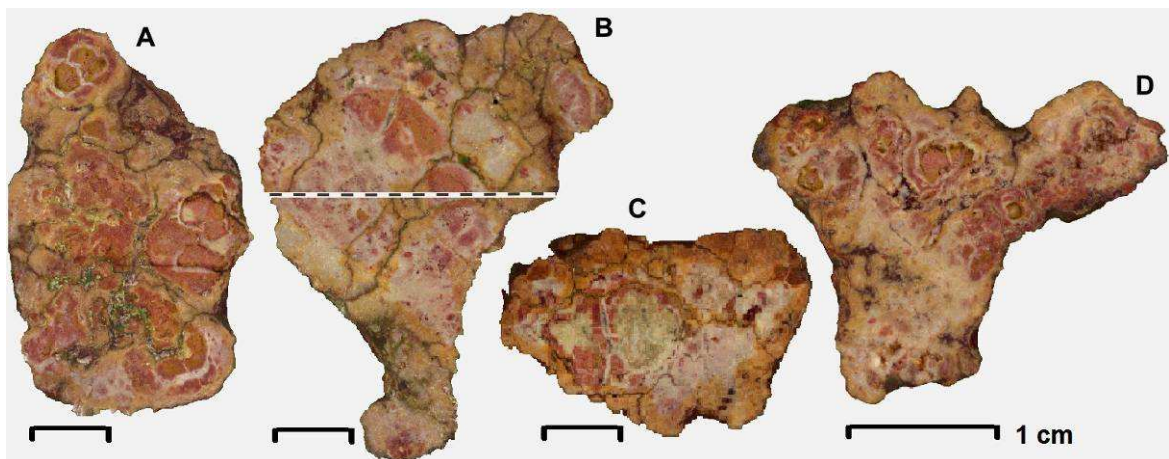


4.1. attēls. Dolomīta konkrēciju izplatība Burtnieku svītas mālaino nogulumu slāņkopas atsegumā Veczemju klinšu ziemeļu daļā (Pipira, Stinkulis, 2015): (A) dolomīta konkrēciju izplatība slāņkopā – augšējā slāņa sarkanos mālainos aleirolītos; (B-C) dolomīta konkrēciju blīvāka izplatība slāņkopas augšējā daļā; (C) dolomīta konkrēciju subvertikāli sakopojumi slāņkopas augšējā daļā.

Apzīmējumi: balta pārtraukta līnija – dolomīta konkrēciju subvertikāli sakopojumi.

Figure 4.1. Distribution of dolomite nodules in clayey deposits of the Burtnieki Formation at the north part of the Veczemji Cliffs (Pipira, Stinkulis, 2015): (A) distribution of dolomite nodules in the uppermost layer of the clayey bed within red clayey siltstone (B-C) more denser distribution of dolomite nodules in the upper part of the bed; (C) subvertical sets of dolomite nodules in the upper part of the bed.

Legend: white dashed line – subvertical sets of dolomite nodules.



4.2. attēls. Dolomīta konkrēciju forma un plankumainā, ieapaļi dzīslainā tekstūra pieslīpējumos; Burtnieku svīta, Veczemju klintis (Pipira, Stinkulis, 2015): (A) subvertikāli iegarena konkrēcija, paraugs VZ.3-2a; (B) V-veida konkrēcija, paraugs VZ.2-2b; (C) neregulāras formas konkrēcija, paraugs VZ.1-2. (D) V-veida konkrēcija, paraugs VZ.3-2b.

Konkrēciju pieslīpējumi orientēti dabīgā saguluma virzienā.

Figure 4.2. Shape and spotty, roundish-veiny structure of dolomite nodules in polished-sections; the Burtnieki Formation at the Veczemji Cliffs (Pipira, Stinkulis, 2015): (A)

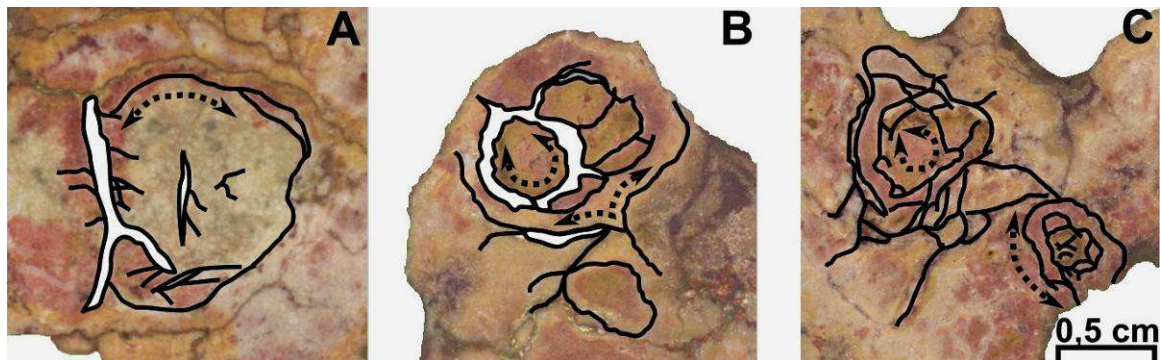
subvertical elongated nodule, sample VZ.3-2a; (B) V-shaped nodule, sample VZ.2-2b; (C) irregularly shaped nodule, sample VZ.1-2; (D) V-shaped nodule, sample VZ.3-2b. Polished-sections of the nodules are oriented in their natural direction.

4.1.2. Dolomīta konkrēciju tekstūras un minerālais sastāvs

Dolomīta konkrēcijas ir mehāniski izturīgas un no ārpuses gaišas, dzeltenīgas. Šo krāsu lielā mērā noteikuši dēdēšanas, t. sk. dzelzs savienojumu izmaiņu procesi. Iekšpusē konkrēcijas ir sarkanbrūni raibas ar plankumainu tekstūru un ieteiktām koncentriski izplatītām un lokveida dzīslām un plaisām (4.2. attēls). Pēc veiktās dolomīta konkrēciju analīzes pieslīpējumos un plānslīpējumos, konstatēts, ka konkrēcijās plaši izplatītas pedogēnajiem kalkrētiem/dolokrētiem raksturīgās pazīmes (Theriault, Desrochers, 1993):

- riņķveida plaisāšana (circumgranular cracking, angļu val.);
- *in situ* brekčijas veidošanās (4.3. attēls).

Riņķveida plaisāšana izpaužas kā plaisu sistēmas attīstība, plaisām lokveidā sazarojoties (4.3. un 4.4. attēls). Nereti plaisu sistēmas ir saliktas un lielākas lokveida plaisas ietver vairākas mazākas ieapaļas plaisas, veidojot koncentrisku tekstūru (4.3. B un C attēls).

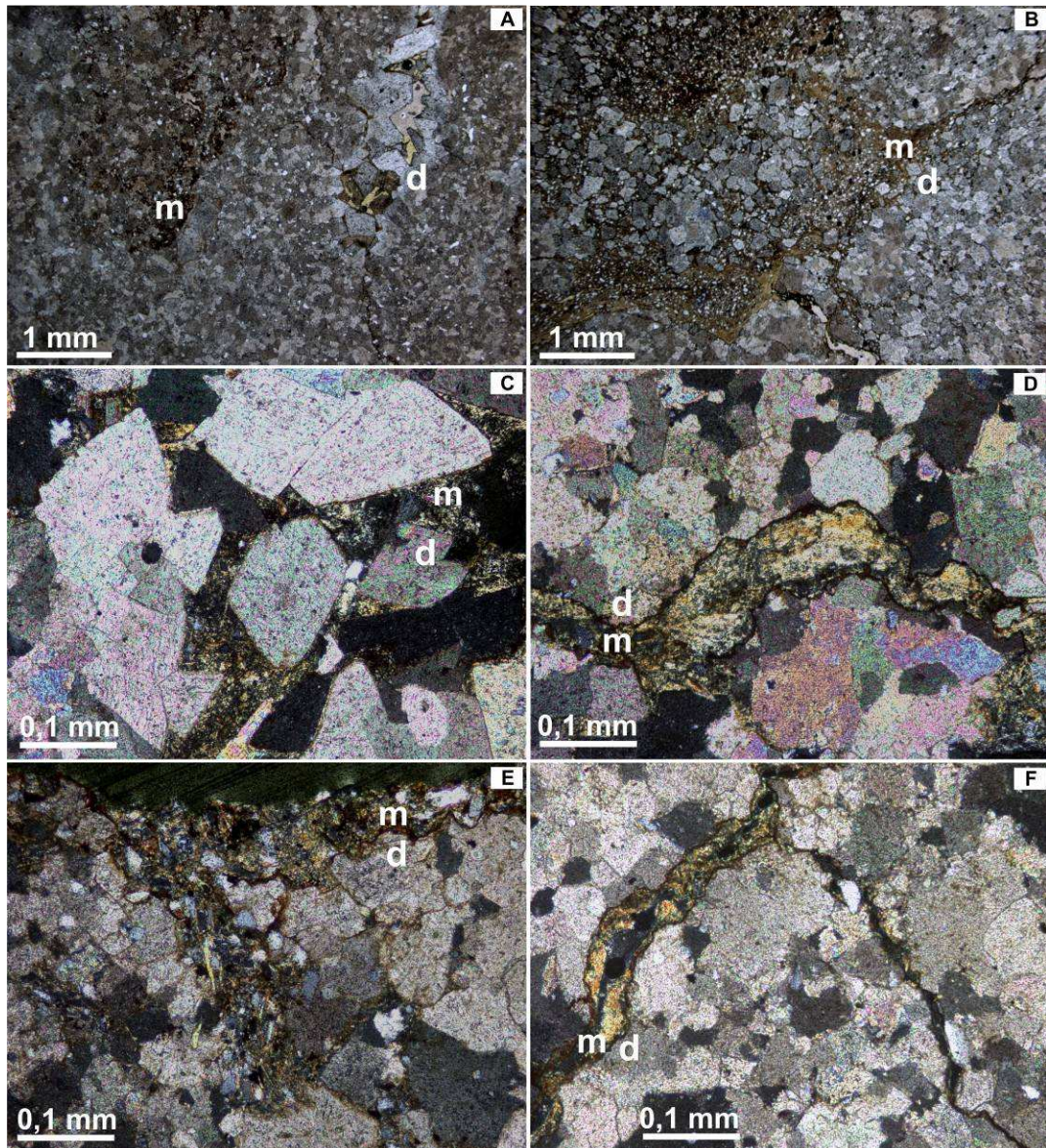


4.3. attēls. Dolomīta konkrēciju riņķveida plaisāšanas un *in situ* brekčijas tekstūras pieslīpējumos; Burtnieku svīta, Veczemju klintis (Pipira, Stinkulis, 2015): (A) zarotas un ieapaļas plaisas, paraugs VZ.1-2; (B) lielāka lokveida plaisa iekļauj vairākas mazākas ieapaļas plaisas, paraugs VZ.3-2a; (C) koncentrisku plaisu sistēmas, paraugs VZ.3-2b. Apzīmējumi: melnās nepārtrauktās līnijas – šauras ar klastisko materiālu aizpildītas plaisas; baltās joslas – platas ar dolomīta cementu aizpildītas plaisas; melnās punktētās līnijas – riņķveida plaisu attīstības virziens. Figure 4.3. Circumgranular cracking and *in situ* brecciation structures of dolomite nodules in polished-sections; the Burtnieki Formation at the Veczemji Cliffs (Pipira, Stinkulis, 2015): (A) branched and roundish cracks, sample VZ.1-2; (B) several small roundish cracks surrounded by larger arc-like crack, sample VZ.3-2a; (C) complex of concentric cracks, sample VZ.3-2b.

Legend: black lines – narrow cracks filled with siliciclastic material; white belts – wide cracks filled with dolomite cement; black dotted lines – direction of development of circumgranular cracks.

Pēc plānslīpējumu un SEM datiem dolomīta konkrēcijās iespējams nodalīt divus plaisu veidus (Pipira, Stinkulis, 2015):

- plaisas smalk- līdz vidējkristāliska dolomīta cementa pamatmasā, kurās izkristalizēties rupjkristālisks dolomīts (4.4. A un B attēls);
- plaisas smalk- līdz vidējkristāliska dolomīta cementa pamatmasā, kuras aizpilda mālaini aleirītisks materiāls (4.4. B, D un F attēls).



4.4. attēls. Dolomīta konkrēciju plaisas plānslīpējumu mikrofotogrāfijas; Burtnieku svīta, Veczemju klintis: (A) plaisu aizpildījums ar mālaino materiālu un vidējkristālisku līdz rupjkristālisku dolomītu ļoti smalkkristāliska līdz smalkkristāliska dolomīta matricē; paraugs VZ.1-2a; (B) ar mālaini aleirītisko materiālu aizpildītas plaisas ļoti smalkkristāliska līdz smalkkristāliska dolomīta matricē; paraugs VZ.1-2a; (C) mālaini aleirītiskā pamatmasā kristalizējies vidējkristālisks dolomīts, paraugs VZ.1-2; (D, F) ar mālaini aleirītisko materiālu aizpildītas plaisas vidējkristāliska dolomīta matricē, (D) paraugs VZ.1-2, (F) paraugs VZ.2-2b; (E) klastiskā materiāla aizpildījums kabatveida padziļinājumā dolomīta konkrēcijas virsmā, paraugs VZ.1-2.

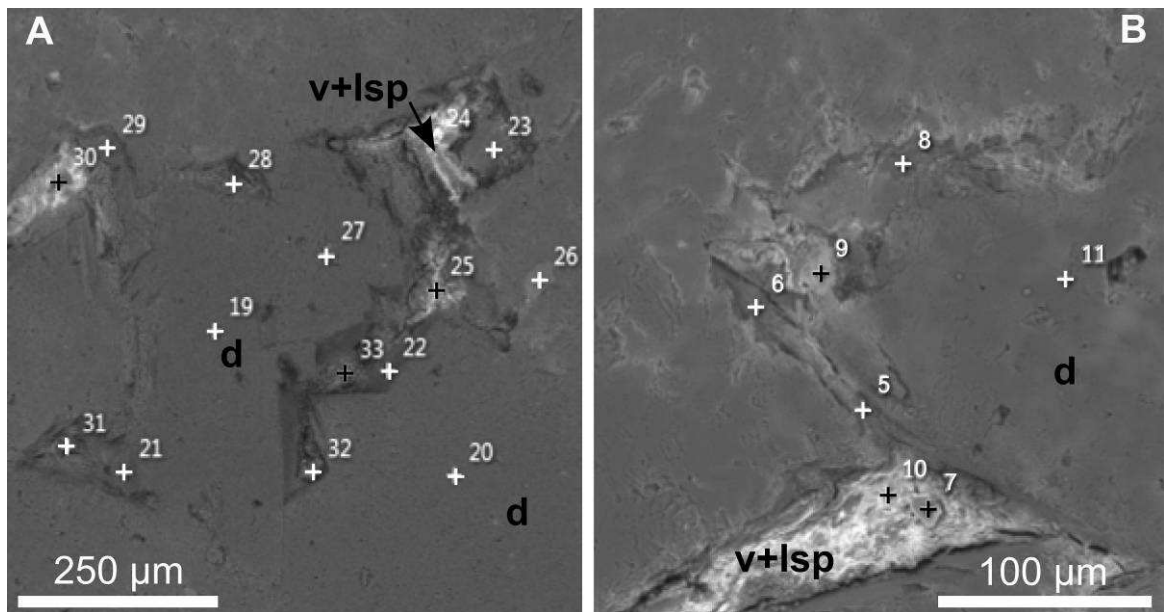
Apzīmējumi: d – dolomīts; m – mālainais un aleirītiski smilšainais materiāls (kvarcs, laukšpats, vizla, illīts).
 Figure 4.4. Cracks in dolomite nodules in thin-sections; the Burtnieki Formation at the Veczemji Cliffs: (A) cracks filled with clayey material and medium to coarsely crystalline dolomite within a matrix of finely to medium crystalline dolomite, sample VZ.1-2a; (B) cracks filled with clayey, silty and sandy material in a matrix of very finely- to finely crystalline dolomite; sample VZ.1-2a; (C) medium-crystalline dolomite crystallized in clayey material matrix, sample VZ.1-2; (D, F) cracks filled with clayey, silty and sandy material in a matrix of medium crystalline dolomite, (D) sample VZ.1-2, (F) sample VZ.2-2b; (E) pocket-like cavity near the nodule surface filled with siliciclastics, sample VZ.1-2. Legend: d – dolomite; m – clayey-silty material (quartz, feldspar, mica, illite).

Ar dolomīta cementu aizpildītās plaisas ir līdz 1 cm garas un līdz 1 mm platas. Spriežot pēc plaisu malu formas, šo plaisu attīstību papildus agrīnajiem žūšanas procesiem stimulējusi arī vēlāka dolomīta kristālu augšana, paplašinot jau esošās plaisas (4.4. A attēls).

Karbonātiskā materiāla kristalizēšanās notikusi ne tikai plaisu iekšienē, bet viscaur konkrēcijās klastiskajā pamatmasā. Uz to norāda dolomīta cementa izplatība gaišu neizturētu laukumu veidā, tā veidojot plankumainu tekstūru sarkanbrūnajā mālainajā materiālā (4.2. attēls), kā arī mālainajā materiālā sastopamo dolomīta kristālu labi izteiktā forma (4.4. C attēls).

Ar mālaini aleirītisko materiālu aizpildīto plaisu platums vietām sasniedz 1 mm, taču zarojoties tās kļūst šaurākas, veidojot blīvu tīklu ar gariem, šauriem, pat pavedienvēda atzariem vairs tikai 0,01 mm platumā. Šo plaisu robeža, kas faktiski ir robeža starp mālaino materiālu un dolomīta matrici, ir krasa, kas norāda, ka klastiskais materiāls ir ieskalots jau izveidotās plaisās. Par ieskalošānās procesiem liecina tas, ka dolomīta konkrēciju virsmā ir ar mālaino materiālu aizpildītas karsta kabatām līdzīgas struktūras, kur iegarenie klastiskā materiāla minerāli, piemēram, vizlas, ir orientēti subvertikāli (4.4. E attēls).

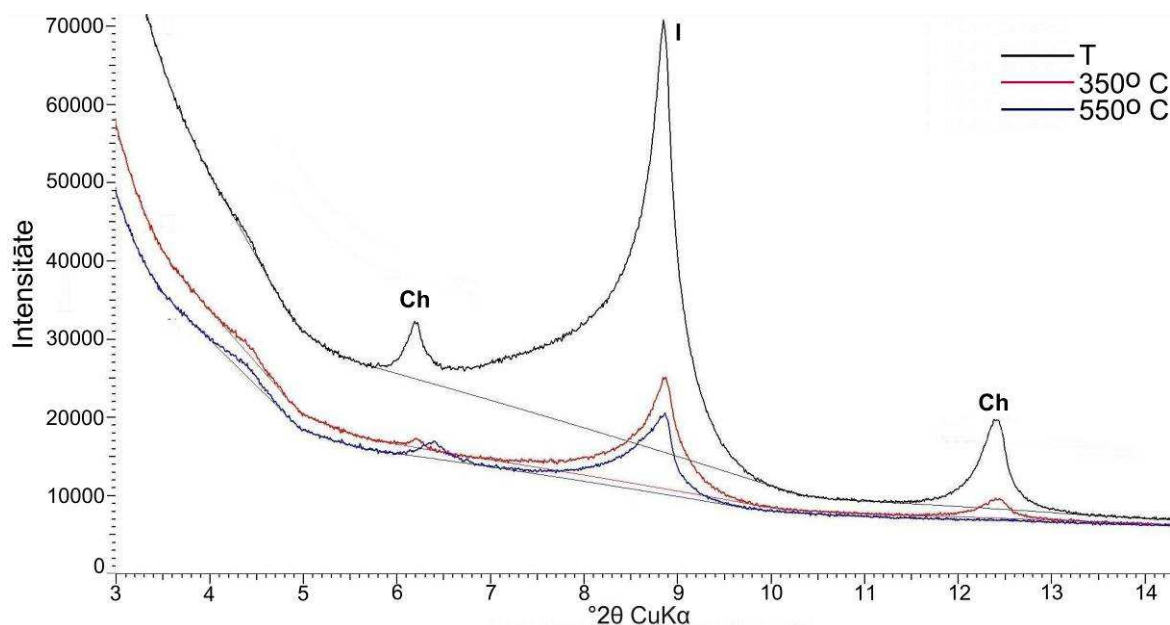
SEM uzņēmumos identificējams, ka konkrēciju iekšienē dolomīta pamatmasā atrodas arī daudzas nelielas neizturētas plaisas (10-100 μm platas). Šīs plaisas, šaurās pavedienvēda plaisas, kas attīstījušās dolomīta pamatmasā, kā arī poras starp dolomīta kristāliem, ir aizpildītas ar stipri sadēdējušu klastisko materiālu – laukšpata graudiem un vizlām, vietām arī illīta māliem (4.5. attēls).



4.5. attēls. Dolomīta konkrēciju plaisas un poras SEM uzņēmumos; Burtnieku svīta, Veczemju klintis; paraugs VZ.3-2: (A) kreisajā pusē – plaisas ar klastiskā materiāla aizpildījumu; labajā pusē – klastiskā materiāla aizpildījums starp dolomīta kristāliem; (B) pavedienvēda plaisas ar sadēdējušu laukšpata un vizlu aizpildījumu dolomīta pamatmasā. Apzīmējumi: d – dolomīts; v+lsp – vizlas un laukšpati; ar skaitļiem norādīti punkti, kur veikta ķīmiskā analīze ar elektronu mikrosondi.

Figure 4.5. Cracks and cavities in dolomite nodules in SEM photomicrographs; the Burtnieki Formation at the Veczemji Cliffs; sample VZ.3-2: (A) on the left side – cracks filled with siliciclastic material; on the right side – pores between dolomite crystals filled with siliciclastic material; (B) filament-like cracks filled with weathered feldspar and mica. Legend: d – dolomite; v+lsp – micas and feldspars; numbers – points of microprobe chemical analyses.

Sadēdējuša materiāla pazīmes pētītajā dolomīta konkrēcijas saturošajā Burtņieku svītas mālainajā slāņkopā konstatējam arī pēc XRD datiem. Šīs slāņkopas māla minerālus galvenokārt veido illīts, bet sastopams arī hlorīts (4.6. attēls) un vietām identificētas arī vāji izteiktas kaolinīta pazīmes (Pipira, 2013). Illīta izcelsme ir detritiska un tas kopā ar pārējo smalkgraudaino drupu materiālu uzkrāties Veczemju atseguma mālainās slāņkopas veidošanās laikā. Hlorīta veidošanos augsnes sekmē izskalošanās un dekarbonatizācijas procesi, kā rezultātā šis minerāls uzkrājas ieskalošanās horizontā (Meunier, 2005). Tomēr, iespējams, arī hlorīts Burtņieku svītas slāņkopā uzkrāties kā magmatisko-metamorfo iežu dēdējummateriāla detrits (Meunier, 2005).



4.6. attēls. Māla minerālu sastāvs mālainajā matricē starp dolomīta konkrēcijām, pēc XRD datiem; Burtņieku svīta, Veczemju klintis: paraugs VZ.3-1, <4 μm frakcija.

Apzīmējumi: Ch – hlorīts, I – illīts, T – teksturēts neapstrādāts paraugs, 350 °C un 550 °C – paraugs pēc karsēšanas 350 °C un 550 °C temperatūrā.

Figure 4.6. Composition of clay minerals within clayey matrix between dolomite nodules, XRD data; the Burtņieki Formation at the Veczemji Cliffs; sample VZ.3-1, fraction <4 μm. Legend: Ch – chlorite; I – illite; T – oriented untreated sample; 350 °C un 550 °C – sample after heating in 350 °C and 550 °C temperature.

4.1.3. Dolokrētu veidošanās apstākļi

Veczemju klintīs dolomīta ieslēgumus saturošā mālainā slāņkopa pēc dolomīta veidojumu saguluma apstākļiem un uzbūves atbilst pedogēnas izcelsmes brekcijveida dolokrētu horizontam, kas izveidojies mālainajos nogulumos, 3. jeb augstākajā to attīstības stadijā, kas secināts pēc autores pētījumu rezultātiem (Pipira, Stinkulis, 2015) un vairākām pazīmēm, kas ir analogiskas ģeoloģiskajā literatūrā (Machette, 1985; Zhou, Chafez, 2009; Newell et al., 2012) aprakstītajām un līdzīgi interpretētajām:

- konkrēcijas ir cietas, stipri konsolidētas, ar augstu fragmentācijas pakāpi, raibu, plankumainu tekstūru (4.2. attēls);
- konkrēcijās žūšanas plaisu izveides, minerālā materiāla turpmākas šķīšanas un atkārtotas cementācijas rezultātā veidojas brekcijas (4.3. attēls);
- konkrēcijas savstarpēji saskaras un savienojas, veidojot sakopojumus klastisko nogulumu matricē (4.1. attēls).

Dolomīta ieslēgumu izmēru un satura palielināšanās mālainās slāņkopas augšējā daļā liecina par apgrūtinātu virszemes ūdeņu infiltrāciju dolokrētu horizonta veidošanās laikā, ko laika gaitā stimulējusi pašu karbonātu izgulsnēšanās (Renault, 1993), veidojot sava veida karbonātisku sprostsāni.

Uz karbonātiskā materiāla izgulsnēšanos mālainajai slāņkopai tiekot pakļautai subaerālo apstākļu ietekmei norāda (1) mālaino materiālu apauguši un tajā *in situ* izgulsnējušie dolomīta kristāli (4.4. C un 4.5. A attēls), (2) konkrēciju plankumainā tekstura ar gaišu nevienmērīgu dolomīta cementa izplatību sarkanbrūnajos mālainajos nogulumos, (3) kā arī konkrēciju V-veida forma (4.3. B un D attēls). Karbonātu konkrēcijas, iespējams, veidojušās sezonālu vai cita veida periodiska mitra un sausa laika apstākļu ietekmē, kad (1) mālainā matrice pietiekami ilgu laika posmu, lai nogulumos izveidotos žūšanas plaisas, ir bijusi pakļauta žūšanas procesiem un, (2) iestājoties mitrākam periodam, no apkārtējiem iežiem ir atbrīvojies kalcija karbonāts, kas ticis ieskalots žūšanas plaisās un izgulsnējies atkārtotas žūšanas rezultātā (Tabor, Montañez, 2004; Wright, Tucker, 2009).

Uz dolomīta konkrēciju pedogēnu izcelsmi un žūšanas procesiem (Pipira, Stinkulis, 2015) to veidošanās gaitā Burtņieku laikposmā Veczemju klinšu teritorijā norāda arī to tekstūras (4.3. attēls):

- riņķveida plaisāšana, kas konstatēta pētītajās konkrēcijas, attīstās aerācijas zonā, mijoties nogulumu žūšanas (sarašanās) un samirkšanas (izplešanās) procesiem (Theriault, Desrochers, 1993);

- *in situ* brekčijas veidošanās tiek saistīta ar nogulumu šķīšanas un žūšanas procesiem, žūšanas plaisās (1) izgulsnējoties un kristalizējoties karbonātiem, kas vienlaikus atbīda arī apkārtējos nogulumus un paplašina plaisas, vai (2) plaisās ieskalojoties klastiskajam materiālam un vēlāk atkārtotas žūšanas procesos tiekot cementētam ar dolomīta cementu, par ko liecina mālaini aleirītiskajās plaisās izskatījušies karbonātu graudi (Theriault, Desrochers, 1993).

Dolomīta un klastiskā materiāla attiecības karbonātu konkrēcijās ir dažādas. Var novērot gan gadījumus, kad dolomīta kristāli izauguši mālaini aleirītiskajā pamatmasā, gan arī to, ka drupu materiāls ieskalots dolomīta cementa plaisās. Tas liecina, ka minētie procesi ir atkārtoties vairākkārtīgi, liecinot par semiarīdu vai subhumīdu klimatu, vai, iespējams arī, dolokrētu attīstību mainīga gruntsūdens līmeņa ietekmē. Šādi mainīgi klimatiskie, hidroloģiskie un hidroģeoloģiskie apstākļi ir veicinājuši arī drupu materiāla dēdēšanu, kas izpaužas gan kā *in situ* dēdēšana mālainajos nogulumos un ar klastisko materiālu aizpildītajās plaisās dolomīta konkrēcijās, gan arī no apkārtējiem nogulumiem ieskalota dēdējummateriāla aizpildījums brekčijveida dolokrētu horizontā.

4.2. Amatas svītas dolokrētu veidojumi Vizūļu iezi

Vēlā devona sākuma Amatas laikposma sedimentācijas baseina attīstība pēc iepriekšējo pētījumu datiem raksturota kā transgresīva (Kurshs, 1992), kā arī noskaidrots, ka Amatas laikposmā klastiskās nogulas uzkrājās estuāros ar plūdmaiņu procesu dominanci (Pontén, Plink-Björklund, 2009). Neskatoties uz baseina transgresīvo attīstību, Amatas svītas klastiskajos nogulumos, sevišķi šīs slāņkopas augšdaļā, ir plaši izplatīti dolomīta ieslēgumi, kas interpretēti kā dolokrēti un kuri, iespējams, norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos (Stinkulis, 2004; Stinkulis, Spruženiece, 2011). Iespējamo subaerālās atsegšanās virsmu pētījumi, kas veikti šajā promocijas darbā, ir aktuāli arī sakarā ar Amatas un Pļaviņu svītas kontakta atbilstību visa Baltijas paleobaseina teritorijā izteiktai

robežai starp apakšējā-augšējā devona klastisko slāņkopu un augšējā devona Franas stāva karbonātisko slāņkopu (piemēram, Kuršs, 1992; Brangulis u.c., 1998).

Vizuļu iezī Amatas upes krastā Amatas-Pļaviņu svītas robežslāņkopa (3.1. un 4.7. attēls) attīrīta un dokumentēta 9 m biezumā, no kuriem gandrīz 8 m veido visa atsegtā Amatas svītas griezumā daļa, bet augšējo 1 m intervālu – Pļaviņu svītas Kokneses ridas griezumā tieši virs abu svītu kontakta. Amatas svītas atsegto daļu pārsvarā veido klastiskie nogulumi – irđenu smilšakmeņu un aleirolītu mija, taču slāņkopā bieži izplatīts dolomīta piejaukums – gan izturētu slāņveida horizontu, gan atsevišķu dolomīta konkrēciju un to sakopojumu, gan arī neregulāru lēcveida ķermeņu vai ieslēgumu veidā. Pārsedzošo Pļaviņu svītas Kokneses ridu atsegumā pārstāv galvenokārt dolomītmerģeļi un mālaini dolomītmerģeļi ar māla starpkārtām. Vēl augstāk griezumā iegūļ Pļaviņu svītas Sēlijas, iespējams, arī Atzeles un Apes ridas dolomīti, kas šajā pētījumā netika dokumentēti.



4.7. attēls. Amatas un Pļaviņu svītu robežintervāls Vizuļu iezī pie Amatas upes.
Apzīmējumi: Dzeltēnā līnija – Amatas un Pļaviņu svītas robeža.

Figure 4.7. The boundary interval of the Amata and Pļaviņas Formations at the Vizuļi Outcrop by the River Amata.

Legend: yellow line shows the boundary of the Amata and Pļaviņas formations.

4.2.1. Amatas-Pļaviņu svītu robežintervāla uzbūve un sastāvs atsegumā

Vizuļu iezī atsegtā Amatas svīta griezumā apakšējā daļa sastāv no rupjgraudainākiem, smilšainākiem nogulumiem nekā augšējā daļa un šo apakšējās daļas slāņkopu veido galvenokārt smalkgraudains līdz ļoti smalkgraudains smilšakmens ar nevienmērīgi izplatīta dolomīta cementa veidojumiem. Aptuveni 4 m biezumā no attīrītā atseguma pamatnes (1.-6. slānis) dolomīta cementa veidojumi iegūļ smilšakmeņos atsevišķu griezumā neizturētu subhorizontāli vai slīpslāņojuma virzienā vērstu plātņu un lēcveida ķermeņu veidā. Atsegtās slāņkopas apakšējā daļā (6. slānis) dolomīta cements

smilšakmeņos veido dzīslveida struktūras. Irdeno iežu cementācijas pakāpe ar dolomītu ir dažāda – atsevišķas subhorizontālās plātnes ir cietas, labi cementētas, tomēr bieži arī satur smilšakmens starpkārtnas, kas ar dolomītu cementēto ķermeņu mehānisko izturību ievērojami pazemina. Kopumā dolomīta cementa veidojumi nereti satur tādas smilšakmeņu sedimentācijas tekstūras kā slīpslāņojumu. Savukārt vietās, kur dolomīta cementa izplatība ir neizturētāka, piemēram, dzīslveida ķermeņu apakšējās daļās, smilšakmeņus cementācijas pakāpe ir vāja.

Virzienā uz slāņkopas augšu Amatas svītas klastiskie nogulumi kopumā kļūst smalkgraudaināki un smilšakmens slāņi mijas ar mālaina aleirolīta slāņiem. Atsegtās slāņkopas vidusdaļā aptuveni 4 līdz 7 m intervālā zem stratigrāfiskās robežas ar Pļaviņu svītu, Amatas svītas nogulumi satur dolomīta cementa veidojumus (6.-13. slānis). Dolomīta cements smilšakmeņos veido griezumā izturētus, masīvus horizontus ar augstu mehānisko izturību (6. un 10. slānis). Klastisko nogulumu primārais slāņojums šajos dolomīta horizontos vairs nav vērojams, bet tie satur daudzveidīgas pēcsedimentācijas procesos veidojušās tekstūras, ko nosaka vairāku dolomīta cementa morfoloģisko paveidu klātbūtne. Savukārt smilšaini mālainajos un mālainajos nogulumos dolomīts veido konkrēcijas un to sakopojumus. Atsevišķo konkrēciju cementācijas pakāpe ir dažāda – tās ir gan mehāniski izturīgas un ar izteiktām pēcsedimentācijas tekstūrām, ko nosaka dolomīta cementa izplatība, gan arī vāji cementētas, un tad vietām konkrēciju iekšienē ir saskatāms nogulumu primārais slāņojums.

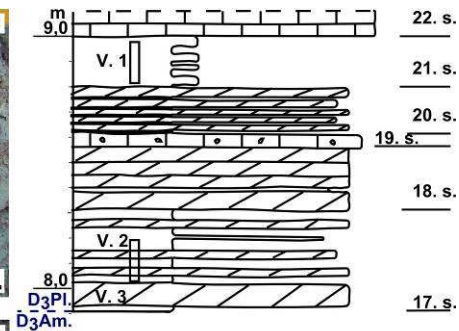
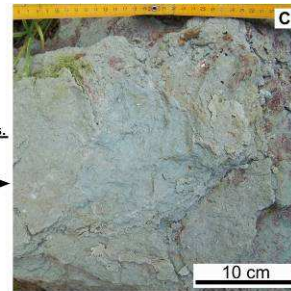
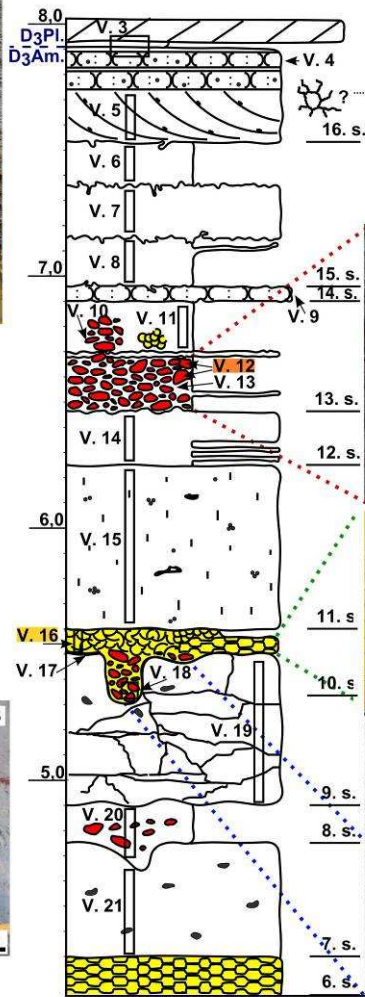
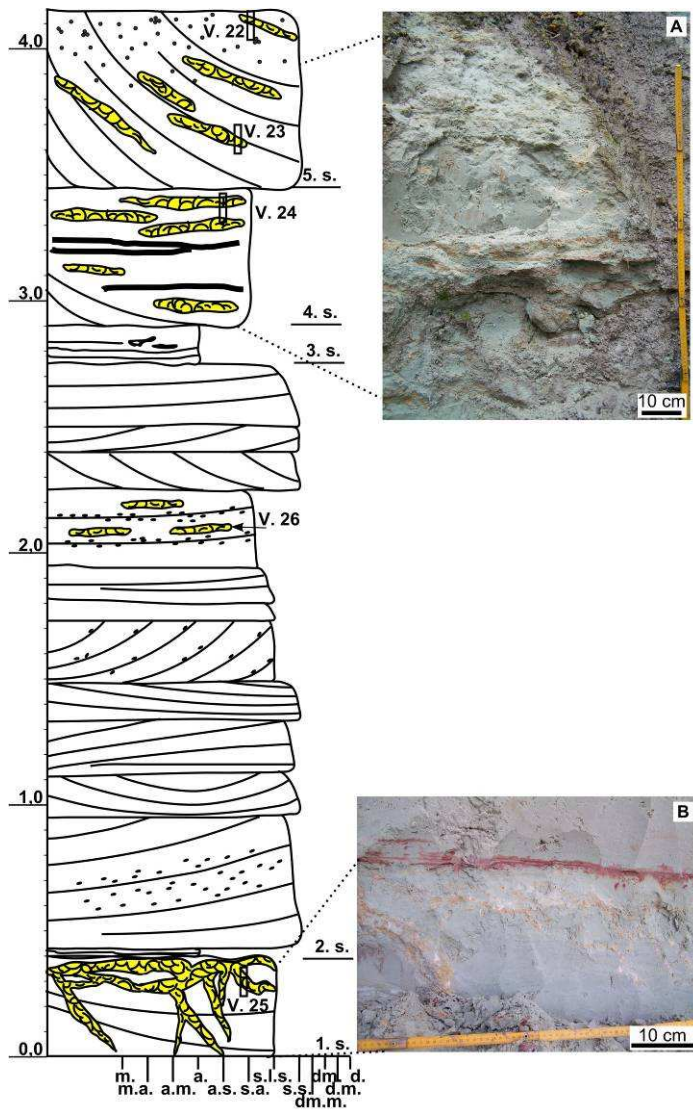
Zemāk raksturots atsegtās slāņkopas ģeoloģiskais griezumš, no apakšas uz augšu (4.8. attēls).

1. slānis. Atsegtās slāņkopas pamatnes daļā pusmetra biezumā iegūl smilšakmens, ļoti smalkgraudains, irdens, zilganpelēks. Smilšakmenī neregulāri izplatīts (~10-20% no kopējā slāņa apjoma) dolomīta cements, kas veido oranžīgus sakopojumus dažādu milimetru līdz 5 cm biezumā. Dolomīta cements smilšakmenī ir zarots, tā veidojot šūnveida tekstūras. Vietām šūnveida uzbūve vērojama arī blīvākos dolomīta cementa sakopojumos. Slāņa apakšējā daļā, aptuveni 30 centimetru intervālā no atseguma pamatnes, smilšakmenī izplatītas iegarenas, dzeltenīgas dolomīta dzīslas – šo veidojumu augšējā daļā tās veido relatīvi viendabīgu subhorizontālu joslu ar krasu augšējo robežu, savukārt šo veidojumu apakšējā daļa ir neregulāra un zemāk smilšakmeņos veido garas iegarenas ieslīpas un subvertikālas dzīslas (4.8. B attēls).

2. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains, irdens. Šo smilšakmeni no iepriekšējā slāņa šķir plāna (~2 cm) mālaina aleirolīta kārtiņa ar nelielu ļoti smalkgraudainas smilts piejaukumu un sīkslāņotu tekstūru. Smilšakmens slānis ir 2,4 m biezs. Smilšakmenim raksturīgs lēzens paralēlais slīpslāņojums, retāk izsekojams arī muldveida slāņojums. Smilšakmenī ir sastopamas arī ar smagajiem minerāliem bagātas kārtiņas, bet vietām plūdmaiņu pazīmes – māla saveltņi uz slīpajiem slānīšiem. Dažviet slānī subhorizontāli iegūl plātnītes ar dolomīta cementu.

3. slānis. Aleirolīts, mālains ar nelielu ļoti smalkgraudainas smilts piejaukumu, 15 cm biezs. Aleirolīts ir raibs – sarkans līdz zaļganpelēks, un tā tekstūra ir sīkslāņota. Vietām iezī vērojamas bioturbācijas pazīmes.

4. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains un aleirītisks. Smilšakmenī iegūl subhorizontālas, dzeltenīgas līdz sārtas plātnītes ar dolomīta cementu biezumā līdz 1-2 cm, veidojot ~10% no slāņa apjoma (4.8. A attēls). Plātņu izplatības biežums palielinās virzienā uz slāņkopas augšu un augšējos 15 cm sasniedz ~30%, veidojot sakopojumus. Smilšakmenī izplatītas arī plūdmaiņu pazīmes plānu mālainu kārtiņu veidā.



- | | | | |
|---|----|----|----|
| 1 | 7 | 13 | 19 |
| 2 | 8 | 14 | 20 |
| 3 | 9 | 15 | 21 |
| 4 | 10 | 16 | 22 |
| 5 | 11 | 17 | 23 |
| 6 | 12 | 18 | |

4.8. attēls. Amatas-Pļaviņu svītas robežslānkopa atsegumā Vizūļu iezī: (A) plātņains dolomīta cements; (B) dzīslveida dolomīta cements; (C) žūšanas plaisas; (D) dolomīta konkrēcijas; (E) dolomīta cements ar taisnstūrveida tekstūru; (F) masīvs dolomīta cementa horizonts ar dolomīta konkrēciju sakopojumiem zem tā.

Apzīmējumi: 1 – dolomīts; 2 – dolomītmerģelis; 3 – mālains dolomītmerģelis; 4 – slīpslāņojums; 5 – slīpslāņojums ar māla saveltņiem uz slīpajiem slānīšiem (plūdmaiņu pazīmes); 6 – mālainas kārtiņas (plūdmaiņu pazīmes); 7 – bioturbācijas pazīmes pie slāņu robežām; 8 – subvertikālas dzeltenīgas, tievas josliņas (iespējamās bioturbācijas pazīmes); 9 – sarkanīgi, mālaini plankumi (iespējamās bioturbācijas pazīmes); 10 – plātņains blokveida kalcīta cements; 11 – neregulāras formas kalcīta cementa ieslēgumi; 12 – globulārais kalcīta cements; 13 – šķautņainas kavernas; 14 – tievu mālainu pavedienuveida dzīslu tīkls; 15 – ar dolomīta cementu cementēti agregāti, brekčijveida tekstūra; 16 – nelegulāru dolomīta dzīslu tīkls; 17 – taisnstūrveida dolomīta šūnu tīkls; 18 – ieapaļu dolomīta šūnu tīkls, šūnveida tekstūra; 19 – iespējamā žūšanas plaisu atrašanās vieta; 20 – noņemto iezu paraugu apzīmējumi; 21 – izdalīto slāņu robežas un numerācija; 22 – paraugs V.12 ar karsta pazīmēm; 23 – paraugs V.16 ar dolokrētu dzīslveida tekstūrām.

Figure. 4.8. The boundary zone of the Amata Formation and Pļaviņas Formation at the Vizūļi outcrop: (A) platy dolomite cement; (B) veiny dolomite cement; (C) desiccation cracks; (D) dolomite nodules; (E) dolomite cement with rectangular structure; (F) massive horizon of dolomite cement with dolomite nodules below the horizon.

Legend: 1 – dolomite; 2 – dolomitic marl; 3 – clayey dolomitic marl; 4 – cross-stratification; 5 – cross-stratification with clay drapes on cross-strata (tidal features); 6 – clayey layers (tidal features); 7 – bioturbation features on boundaries of layers; 8 – subvertical, yellowish, thin bands (probable bioturbation features); 9 – reddish, clayey spots (probable bioturbation features); 10 – platy, blocky calcite cement; 11 – irregularly shaped calcite inclusions; 12 – globular calcite cement; 13 – sharply shaped voids; 14 – net of thin filament-like bands; 15 – with dolomite cement cemented nodules, nodular structure; 16 – irregular net of dolomite veins; 17 – rectangular net of dolomite veins; 18 – roundish net of dolomite veins, honeycomb texture; 19 – probable place of desiccation cracks; 20 – labels of samples; 21 – boundaries and numeration of layers; 22 – sample V.12 with karst features; 23 – sample V.16 with veiny structures of dolocretes.

5. slānis. Smilšakmens, smalkgraudains, gaišpelēks. Tā graudu izmēri ir nedaudz lielāki nekā pagulošajā slānī. Smilšakmenī nelielā daudzumā (~5%) izplatītas iedzeltenas dolomīta cementa kārtiņas, kas sakrīt ar smilšakmens slīpslāņojuma tekstūrām. Dolomīta cementa kārtiņas ir 2-3 mm, vietām līdz 2 cm biezas un to biežums un izplatība ir lielāka slāņa vidusdaļā. Slāņa augšējā daļā smilšakmeņos bieži izplatīts arī globulārais kalcīta cements, kas tur veido 20% iezu apjoma.

6. slānis. Smilšakmens, smalkgraudains un aleirītisks. Šī slāņa biežums ir 15-20 cm un tas ir ar krasu apakšējo un augšējo robežu. Klastiskajā materiālā ir tīklveida dolomīta cements. Slāņa apakšējā daļā iegul zilganpelēks smilšakmens un augšējā – sarkanbrūns līdz violets aleirītisks smilšakmens. Ar dolomītu cementētā horizonta uzbūve ir plāņaina. Iezi viscaur šķērso biežas dzeltenīgas subhorizontālas un subvertikālas dolomīta dzīslas, veidojot subhorizontāli iegarenu taisnstūrveida šūnu tīklu. Kopumā dolomīta cementa šūnu tīkls ir blīvs un tādējādi arī slāņa cementācijas pakāpe ir laba, taču vietām klastiskajā materiālā izveidojušies tikai atsevišķi dolomīta kristāli. Smilšaini aleirītiskā materiāla un dolomīta cementa attiecība ir aptuveni 1:1. Slānī bagātīgi izplatīts arī globulārais kalcīta cements.

7. slānis. Smilšakmens, zilganpelēks, irdens, ļoti smalkgraudains un aleirītisks. Šī slāņa biežums ir 40-50 cm. Smilšakmens satur gaiši pelēkus kalcīta cementa ieslēgumus un slāņa apakšdaļā 10 cm intervālā dzelzs savienojumu piejaukuma dēļ, ko, domājams, noteica pazemes ūdeņu plūsma virs 6. slāņa, kas satur gan dolomīta cementu, gan lielāku mālainā materiāla saturu.

8. slānis. Aleirolīts, mālains. Slāņa apakšējā robeža veido ielieces pagulošajā smilšakmens slānī un arī augšējā robeža ir viļņota, tāpēc mālainā aleirolīta slāņa biežums ir nevienmērīgs – no 15 cm līdz 30 cm vietās. Mālainā aleirolīta slānī izplatītas konkrēcijas

ar dolomīta cementu un šo konkrēciju sakopojumi. Konkrēcijas ir dzeltenīgas un ar nevienmērīgi zarotu, dzīslveida iekšējo tekstūru.

9. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz aleirītiskam, zilgans. Smilšakmenī izplatīts tievu (<0,5 mm), mālainu, zarotu pavedienveida dzīslīņu tīkls. Slāņa biezums ir 60 cm, bet vietām no pārsedzošā slāņa smilšakmenī 20 cm dziļumā iesniedzas iegarenas struktūras ar dolomīta cementa veidojumiem.

10. slānis. Smilšakmens, smalkgraudains, zilganpelēks (slāņa apakšējā daļā) un aleirolīts sarkanviolets (slāņa augšējā daļā). Šie klastiskie nogulumi ir nevienmērīgi cementēti ar dažāda veida dolomīta cementu. Šī subhorizontālā virzienā izturētā, masīvā, vietām plātņainā slāņa ar dolomīta cementu biezums ir 8-13 cm, un tam ir regulāra augšējā un neregulāra apakšējā daļa (4.8. F attēls). Slāņa augšējai, ar dolomīta cementu blīvāk cementētajai daļai kopumā raksturīga masīva blokveida uzbūve un blīvs dolomīta cements, tomēr lauka pētījumos izdalīti 3 dolomīta cementa paveidi:

- visā slānī – kā zilganpelēkajā smilšainajā, tā arī sarkanvioletajā aleirītiskajā daļā – konstatēta nevienmērīga dzīslveida iekšējā tekstūra, ko nosaka dažādos virzienos orientētās dolomīta dzīslīņas. Dolomīta cementa dzīslveida izplatību apstiprina arī no noņemtajiem paraugiem izgatavotie pieslīpējumi un plānslīpējumi (4.10. attēls). Ar dolomīta cementu cementētā horizonta uzbūve kopumā ir masīva, blokveida;

- vietām slāņa apakšējā zilganpelēkajā, aleirītiski smilšainajā daļā ir biežas dzeltenīgas subhorizontālas un subvertikālas dolomīta dzīslas, kas veido subhorizontālu taisnstūrveida šūnu tīklu, un ar dolomīta cementu cementētā horizonta uzbūve šajās vietās ir plātņaina;

- savukārt slāņa augšējās daļas sarkanvioletā aleirolīta virsmu sedz gaišas ieapaļas dolomīta cementa dzīslas, veidojot regulāru šūnveida tīklu (līdzīgas kā konstatētas arī augstāk 13. slānī) (4.8. E attēls).

Vietām slānī konstatēts arī sekundārais kalcīta cements, t. sk. tā apakšējā daļā arī globulārais kalcīta cements atsevišķu lodīšu un to sakopojumu veidā.

No masīvā, ar dolomītu blīvi cementētā horizonta pamatnes daļas virzienā uz slāņkopas apakšu ir izvirzītas subvertikālas struktūras, kuru smilšaini mālainajā matricē blīvi iegul ar dolomītu cementēti agregāti – dolomīta konkrēcijas un to sakopojumi (4.8. F attēls). Viena no subvertikālajām struktūrām ir 32 cm gara un 17 cm plata, cita – 30 cm gara un 70 cm plata, tā iesniedzoties pagulošajā aleirītiska smilšakmens slānī. Atsevišķo konkrēciju diametrs ir 2-7 cm. Arī dolomīta konkrēciju iekšienē tāpat kā augstāk iegulošajā dolomīta cementa horizontā izplatītas dažādos virzienos orientētas 0,5-1 cm platas dolomīta cementa dzīslīņas.

11. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains, aleirītisks, zilgans, un tas ar krasu robežu sedz pagulošo slāni ar dolomīta cementu. Slānī nav novērojamas slāņojuma iezīmes, bet viscaur redzamas tievas josliņas, pārsvarā subvertikālas ar dzeltenīgu nokrāsu. Iespējams, šīs josliņas liecina par bioturbāciju. Retāk novērojami arī sarkanīgi plankumi. Slānī bieži nevienmērīgi izplatīti globulārā kalcīta cementa iecirkņi ar globulu izmēru ~1 cm.

12. slānis. Šim slānim ir 2 daļas: 1) slāņa apakšējā daļā mālaina sarkanvioleta aleirolīta kārtiņas nevienmērīgi mijas ar zilgana, ļoti smalkgraudaina aleirītiska smilšakmens kārtiņām; 2) slāņa augšējā daļā – smilšakmens, ļoti smalkgraudains un aleirītisks, bet vairs nesatur atsevišķas aleirolīta starpkārtas.

13. slānis. Aleirolīts, mālains, sarkanviolets, vietām ar retām, plānām zilgana, ļoti smalkgraudaina aleirītiska smilšakmens starpkārtiņām, 40-50 cm biezs. Viscaur mālainā aleirolīta slānī izplatītas konkrēcijas ar dolomīta cementu (4.8. D attēls). Slāņa apakšējā daļā dolomīta konkrēciju izplatība ir ļoti blīva, bet augšējā daļā dolomīta konkrēcijas izplatītas tikai atsevišķu zonu veidā līdz slāņa augšai. Konkrēcijas ir gaišas, ar dzeltenu

nochrāsu, 2-7 cm diametrā. Konkrēciju cementācijas pakāpe ar dolomīta cementu ir ļoti neviendabīga – vietām tās ir cietas un mehāniski izturīgas, savukārt vietām vājas stiprības un sadrupināmas rokās. Konkrēciju iekšienē dolomīta cements veido neregulāras dzīslīņas mālainajā materiālā.

Uz sarkanvioletā mālainā aleirolīta slāņa virsmas aptuveni 6x6 cm lielā platībā konstatēts gaišs šūnveida dolomīta cements smalku, ieapaļu, regulāru dzīslīņu veidā – līdzīgs tam, kāds novērots arī vairāk nekā 1 m zemāk uz 10. slāņa (ar dolomītu blīvi cementēti klastiskie nogulumi) virsmas.

14. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz aleirītiskam, zilganpelēks. Šim smilšakmenim ir gaiši pelēks kalcīta cements un iezīm raksturīga plātņveida uzbūve. Slānis ir tikai 7 cm biezs, taču tas ir subhorizontālā virzienā izturēts un ar krasām robežām.

15. slānis. Aleirolīts, mālains, sarkanvioleti (slāņa augšējā un apakšējā daļā) un smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz aleirītiskam, zilgans (slāņa vidusdaļā). Kopējais slāņa biezums ir 50 cm. Slāņa tekstūra ir izjaukta, viendabīga, taču pie slāņu un starpslāņu robežām vērojamas izteiktas bioturbācijas pazīmes stipri viļņotu, izrotētu tekstūru veidā.

16. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz aleirītiskam, zilganpelēks. Tas veido Amatas svītas augšējo daļu Vizulu iezī. Slāņa apakšējā, necementētājā daļā smilšakmeņos ir lēzens slīpslāņojums ar māla kārtiņām uz slīpajiem slānīšiem – tās, domājams, ir plūdmaiņu pazīmes. Tas ļauj izdarīt secinājumu, ka tieši zem Pļaviņu svītas iegulošie nogulumi ir uzkrājušies marīno procesu ietekmē.

Slāņa augšējās 17 cm tieši zem robežas ar Pļaviņu svītu smilšakmens ir cementēts ar kalcīta cementu subhorizontālu plātņu veidā. Kalcīta cements ir pelēks, vietām pāriet uz ķiršsarkanu. Labi cementēti ir 2 bloki – augšējais un apakšējais, bet starp tiem atrodas ~3 cm bieza vājāk cementēta smilšakmens kārtiņa. Cementa bloku iekšpusē novērojamas mālaini aleirītiskas starpkārtiņas, kā arī globulāra kalcīta cementa iezīmes.

Jāatzīmē, ka nobirās Vizulu ieža pamatnē atrasts nogulumiežu fragments aptuveni 15-20 cm biezumā un ar 50x50 cm lielu noslāņojuma virsmas laukumu (4.8. C attēls). To veido zilganpelēks, ļoti smalkgraudains smilšakmens, kas vietām ir vidēji labi cementēts ar kalcīta cementu un vietām mijas ar sarkanvioleta aleirolīta starpkārtiņām. Šādi veidojumi visā dokumentētajā griezumā tika konstatēti tikai 16. slānī, kas norāda uz šī nogulumiežu fragmenta atdalīšanos no Amatas svītas augšējās daļas – 16. slāņa. Uz nogulumiežu fragmenta virsmas ir labi izteikti žūšanas poligoni ar līdz 10 cm garām žūšanas plaisām, kas nepārprotami liecina par šo nogulumu subaerālu atsegšanos.

Augstāk Vizulu ieža griezumā izplatīti Pļaviņu svītas mālaini karbonātiskie nogulumi.

17. slānis. Bieža mija, ko veido: 1) māls, aleirītisks, karbonātisks, zilgans vai sarkanbrūns; 2) dolomītmerģelis, dzeltenīgs. Slāņa biezums ir 40 cm.

18. slānis. Dolomītmerģelis, zemjains, aleirītisks, 30 cm biezumā. Slāņa vidusdaļā konstatēta 2 cm bieza ļoti smalkgraudaina smilšakmens starpkārtiņa, kurā ir straujju ripsnojuma slāņojums.

19. slānis. Dolomīts, mālains, dzeltenīgs. Tā kārtas biezums ir 5 cm. Dolomīts ir kavernozi ar ieapaļām, retāk šķautņainām kavernām milimetra daļu līdz 2 mm diametrā.

20. slānis. Dolomītmerģeļa, mālaina dolomītmerģeļa un karbonātiska māla mija 20 cm biezumā.

21. slānis. Bieža mija, ko veido sarkanbrūns mālains aleirolīts un zilganpelēks aleirītisks māls. Atsevišķo kārtiņu biezums ir 2-7 cm. Šajā slānī sastopami mālainie nogulumi ir karbonātiski.

22. slānis. Dolomīts, dzeltenīgs. Atsegumā tas dokumentēts 10 cm intervālā, bet turpinās arī tālāk uz augšu.

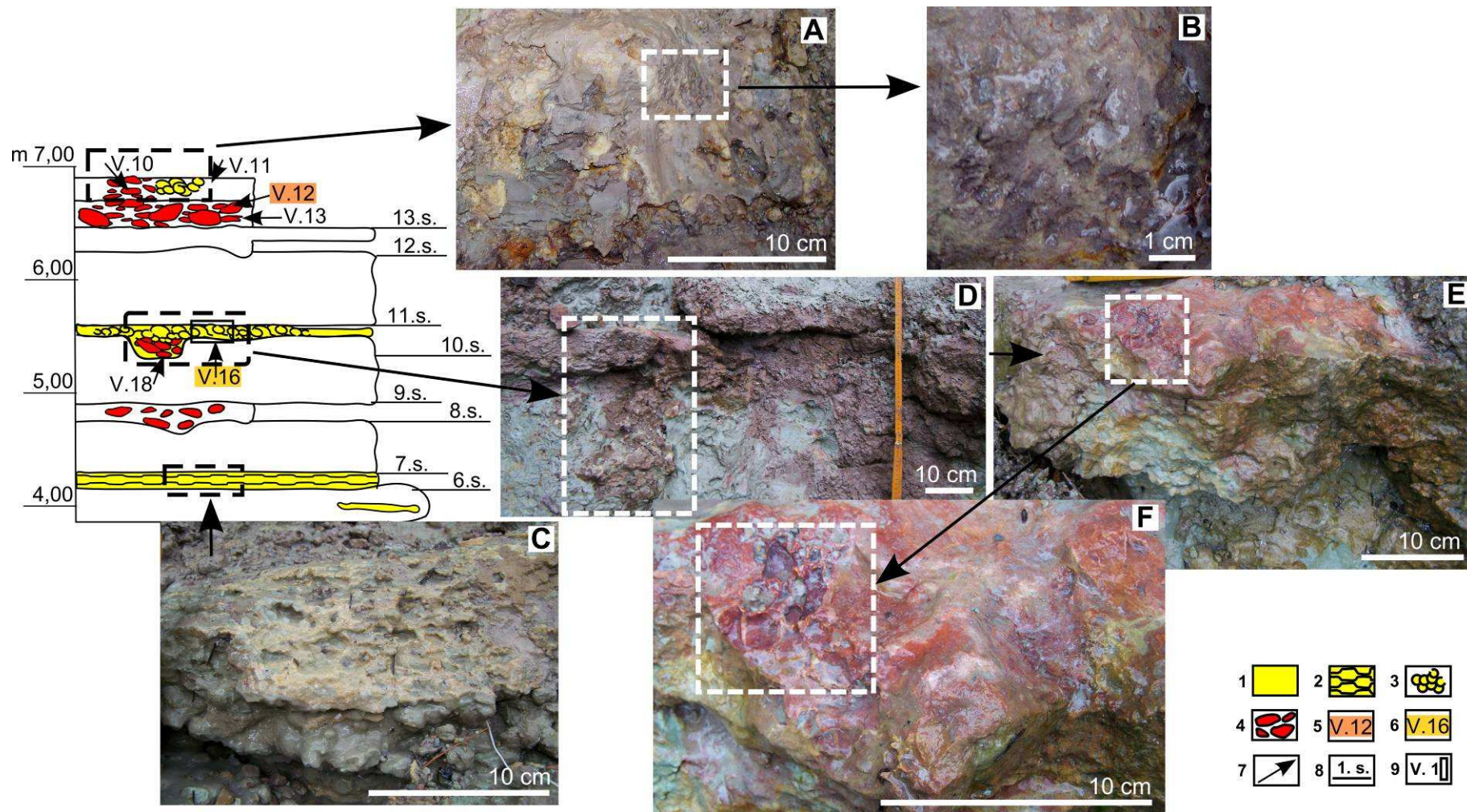
4.2.2. Dolokrētu paveidi un tekstūras

Pēc morfoloģijas un izplatības tendencēm griezumā Amatas svītas slāņkopā Vizuļu iezī iespējams nodalīt vairākus dolomīta ieslēgumu paveidus. Šie paveidi atbilst dolokrētu veidojumiem raksturīgajām pazīmēm un tādējādi klasificējami arī kā dažādi dolokrētu tipi, kas norāda uz to attīstību virszemei tuvos apstākļos – brekčijveida, plātņveida un masīvie dolokrēti. Zemāk raksturota nodalīto dolokrētu tipu izplatība Vizuļu iezā griezumā atbilstoši šo dolokrētu paveidu nomainīgai idealizētā pedogēno dolokrētu profilā, kur brekčijveida dolokrētus virzienā uz augšu nomaina plātņveida un masīvie dolokrēti (Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010), kā tas aprakstīts teorijas sadaļā 2.4.2. un parādīts 2.2. attēlā.

Mālainajos nogulumos 8., 10. un 13. slānī izplatītās konkrēcijas ar dolomīta cementu veido brekčijveida dolokrētus (4.8. D, F un 4.9. A, D attēls). Dolomīta konkrēcijas ir ar neregulāru, ieapaļu formu, parasti tās ir 2-7 cm lielas, bet sastopamas arī gan sīkākas, gan lielākas konkrēcijas. Konkrēciju mehāniskā izturība, kas liecina par brekčijveida dolokrētu attīstības stadiju, ir dažāda. Vietām tās ir ar dolomīta cementu vāji cementētas, gandrīz krītveida konkrēcijas, kas mālainajos nogulumos ieguļ pamīšus ar vidēji cietām konkrēcijām, kam to iekšienē novērojamas dzīslveida tekstūras. Šādas dolomīta konkrēcijas izplatītas galvenokārt 8. un 13. slānī, veidojot sākotnējos līdz vidēji attīstītos brekčijveida dolokrētu horizontus (atbilstoši Machette, 1985; Moussavi-Harami et al., 2009; Zhou, Chafez, 2009).

Cietas, stipri konsolidētas konkrēcijas ar augstu fragmentācijas pakāpi un izteiktu dzīslveida tekstūru, kas veidojusies žūšanas plaisu attīstības rezultātā, vietām arī vidēji cietas konkrēcijas izplatītas 10. slāņa apakšējā daļā. Konkrēcijas ieguļ smilšaini mālainā pamatmasā iegarenās struktūrās zem 10. slāņa masīvo dolokrētu horizonta – lejupvērstās ieliecēs smilšakmeņos (4.9. D attēls). Šīs konkrēcijas pēc savas uzbūves un mehāniskās izturības atbilst vidējai līdz augstākajai brekčijveida dolokrētu attīstības stadijai (Machette, 1985; Moussavi-Harami et al., 2009; Zhou, Chafez, 2009). Šie brekčijveida dolokrēti paguļ tālāk tekstā raksturotajam 10. slāņa masīvo dolokrētu horizontam, kura apakšējā daļā vietām ir plātņainu dolokrētu pazīmes.

Arī Amatas svītas griezuma 1., 2. un 5. slānī Vizuļu iezī izplatītie dolomīta cementa sakopojumi (4.8.A, B attēls) varētu tikt pieskaitīti pie brekčijveida dolokrētiem, lai gan neatbilst klasiskajam priekšstatam par brekčijveida dolokrētu horizonta uzbūvi (Machette, 1985; Zhou, Chafez, 2009; Newell et al., 2012), kas raksturīgs gan augstāk aprakstītajiem 8., 10. un 13. slānim Vizuļu iezī, gan arī Burtnieku svītas mālainajā slāņkopā Veczemju atsegumā. Tomēr uz to piederību dolokrētiem norāda tas, ka dolomīta cementa veidojumi smilšakmeņos ieguļ atsevišķu laterāli neizturētu plātņu, lēcveida un dzīslveida ķermeņu veidā. Par šo veidojumu attīstību dolokrētu sākotnējā stadijā liecina to zemā līdz vidēji augstā konsolidācijas pakāpe un tajos saglabājušās primārās sedimentācijas tekstūras. Šie nevienmērīgi izplatītie dolomīta veidojumi asociē ar plātņainas uzbūves dolomīta cementa veidojumiem – plātņveida dolokrētiem -, kuru izplatība laterālā virzienā ir izturētāka.



4.9. attēls. Dolokrētu pazīmes un tekstūras Amatas svītas nogulumos Vizūļu iezī: (A) brekčijveida dolokrēti; (B) šūnveida tekstūra uz brekčijveida dolokrētu virsmas; (C) plātņainu dolokrētu horizonts ar taisnstūrveida tīkla tekstūru; (D) masīvu dolokrētu horizonts (augšējā daļā) un ar brekčijveida dolokrētiem aizpildīta subvertikāla struktūra (apakšējā daļā); (E) masīvu dolokrētu horizonts ar dzīslainām un taisnstūrveida tīkla tekstūrām un ar šūnveida tekstūru uz virsmas; (F) šūnveida tekstūra uz masīvu dolokrētu virsmas. Ģeoloģiskais griezumš ir shematisks; detalizētu griezumš skatīt 4.8. attēlā.

Apzīmējumi: 1 – dolomīta cementa izplatība; 2 – taisnstūrveida dolomīta šūnu tīkls; 3 – ieapaļu dolomīta šūnu tīkls, šūnveida tekstūra; 4 – ar dolomītu cementēti agregāti, brekčijveida tekstūra; 5 – paraugs V.12 ar karsta pazīmēm; 6 – paraugs V.16 ar dolokrētu dzīslveida tekstūrām; 7 – analizētās griezumš daļš; 8 – noņemto iezū paraugu apzīmējumi; 9 – izdalīto slāņu robežas un numerācija.

Figure 4.9. Features and structures of dolocretes in deposits of the Amata Formation at the Vizūļi outcrop: (A) nodular dolocretes; (B) honeycomb structures on the surface of the nodular dolocretes; (C) horizon of platy dolocretes with rectangular net-like structure; (D) horizon of massive dolocretes (in the upper part) and elongated texture filled with nodular dolocretes (in the lower part); (E) horizon of massive dolocretes with irregular and rectangular net-like structures and honeycomb textures on the surface; (F) honeycomb textures on the surface of the massive dolocretes. Geological section is generalised; a detailed section is presented in Figure 4.8.

Legend: 1 – distribution of dolomite cement; 2 – rectangular net of dolomite veins; 3 – roundish net of dolomite veins, honeycomb texture; 4 – nodules with dolomite cement, nodular structure; 5 – sample V.12 with karst features; 6 – sample V.16 with veiny structures of dolocretes; 7 – analysed parts of section; 8 – labels of samples; 9 – boundaries and numeration of layers.

Plātņveida dolokrētiem raksturīgā dolomīta cementa uzbūve (Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009) izpaužas vairākās Vizūļu iezā griezumš daļš. Dolomīta cementa subhorizontālā izplatība sāk izpausties 1. slāņa augšējā daļā, kur savstarpēji savienojas dzīslveida dolomīta sakopojumi, veidojot vidēji labi cementētu horizontu irdenā smilšakmenī. Izteikta dolomīta veidojumu plātņainība parādās 4. slānī, kur dolomīta cementa sakopojumi iegūļ subhorizontālu vāji, vidēji labi līdz labi cementētu plātņu veidā. Šie plātņveida dolokrēti ir griezumā izturēti un nevienmērīgi mijas ar augstāk aprakstītajām laterāli neizturētajām dolomīta cementa plātnēm, kas savukārt varētu piederēt turpmāk tekstā raksturotajam dolokrētu paveidam – brekčijveida dolokrētiem. Plātņveida dolokrētiem ir raksturīgi arī tas, ka starp dolomīta cementa plātnēm iegūļ irdena, ar dolomītu necementēta smilšakmens starpkārtas.

Arī viss 6. slānis atbilst plātņainajam dolokrētu horizontam (4.9. C attēls). Dolomīts smilšakmenī izplatīts biežu subhorizontālu un subvertikālu dzīslu veidā, kuras veido subhorizontāli iegarenu taisnstūrveida šūnu tīklu. Dolomīta cementa dzīslas smilšakmeņos ir blīvi izplatītas: ar irdeni smilšakmeni pildīto šūnu izmērs ir aptuveni 1x2 cm, un dolomīta cementa dzīslas ir 1-2 cm platas, tāpēc arī horizonta kopējā cementācijas pakāpe ir augsta. Horizonta plātņaino uzbūvi nosaka tas, ka subhorizontāli vērstās dolomīta cementa dzīslas ir biezākas un izteiktākas nekā tām perpendikulārās subvertikālās dolomīta dzīslas. Vietām tās veido pat atsevišķas starpkārtas smilšainajos nogulumos. Blīvā dolomīta cementa dzīslu izplatība nosaka slāņa augsto konsolidācijas pakāpi.

Izteikts masīvu dolokrētu horizonts Vizūļu iezā atsegumā iegūļ 10. slāņa augšējā daļā (4.8. F un 4.9. D attēls). Tajā dolomīta cements ir smilšakmeņu horizonta apakšējā daļā un aleirolītos horizonta augšējā daļā. Dolomīta cements klastiskajos nogulumos izplatīts blīvu, neregulāri izplatītu dzīslu veidā. Šim horizontam ir augsta konsolidācijas pakāpe un tas ir laterālā virzienā izturēts. Masīvu dolokrētu horizonts pārsedz brekčijveida dolokrētus, kas veido subvertikālās struktūras zem horizonta, kā arī vietām pašā horizonta ietvaros pārsedz tā apakšējā daļā sastopamos plātņveida dolokrētus.

Vietām horizonta apakšējā daļā arī ir izsekojams subhorizontāli iegarenu taisnstūrveida šūnu tīkls smilšakmenī, savukārt mālainos aleirolītos virzienā uz horizonta augšu tas vairs nav vai ir vāji izsekojams (4.9. D, E attēls). Taču arī vietās, kur šajā horizontā ir taisnstūrveida šūnu tīkls (4.8. E attēls), horizonta uzbūve nav tik plātņaina kā 6. slānī. Ar smilšakmeni pildīto šūnu izmērs ir aptuveni 1x2 cm, bet dolomīta cementa dzīslas ir ievērojami smalkākas – tikai 1-2 mm platas. Šīs tekstūras ir līdzīgas literatūrā (Alonso-Zarza, 2003) raksturotajām sākotnējām sīkslāņotajām tekstūrām, kas norāda uz nogulumu tiešu subaerālu atsegšanos un veidošanos aerācijas zonā.

Masīvo dolokrētu parauga pieslīpējumā (4.10. A, B attēls) redzams, ka to horizonta augšējā daļā izplatīta plāna (0,5 cm) kārtiņa ar sīkjslotās tekstūras pazīmēm. Uz 10. slānī sastopamo masīvo dolokrētu virsmas, šo iežu mālaini aleirītiskajā matricē, izplatītas ieapaļas dolomīta cementa dzīslas, kas veido regulāru šūnveida tīklu. Atsevišķas dolomīta dzīslas ir 1-2 mm platas un starp tām atrodas ieapaļi padziļinājumi ar diametru 0,5-1 cm, kas ir aizpildīti ar mālaino materiālu. Līdzīgas ieapaļas šūnveida tekstūras izplatītas arī uz brekčijveida dolokrētu virsmas 13. slānī, kur tās klāj nekonsolidētus mālainus aleirolītos un dolomīta konkrēcijas (4.9. B attēls). Abas minētās tekstūras raksturīgas pedogēnas izcelsmes dolokrētu profilu augšējai daļai, kur tās mēdz veidot attiecīgi sīkjslotos un šūnveida dolokrētus (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009; Pfeiffer et al., 2011).

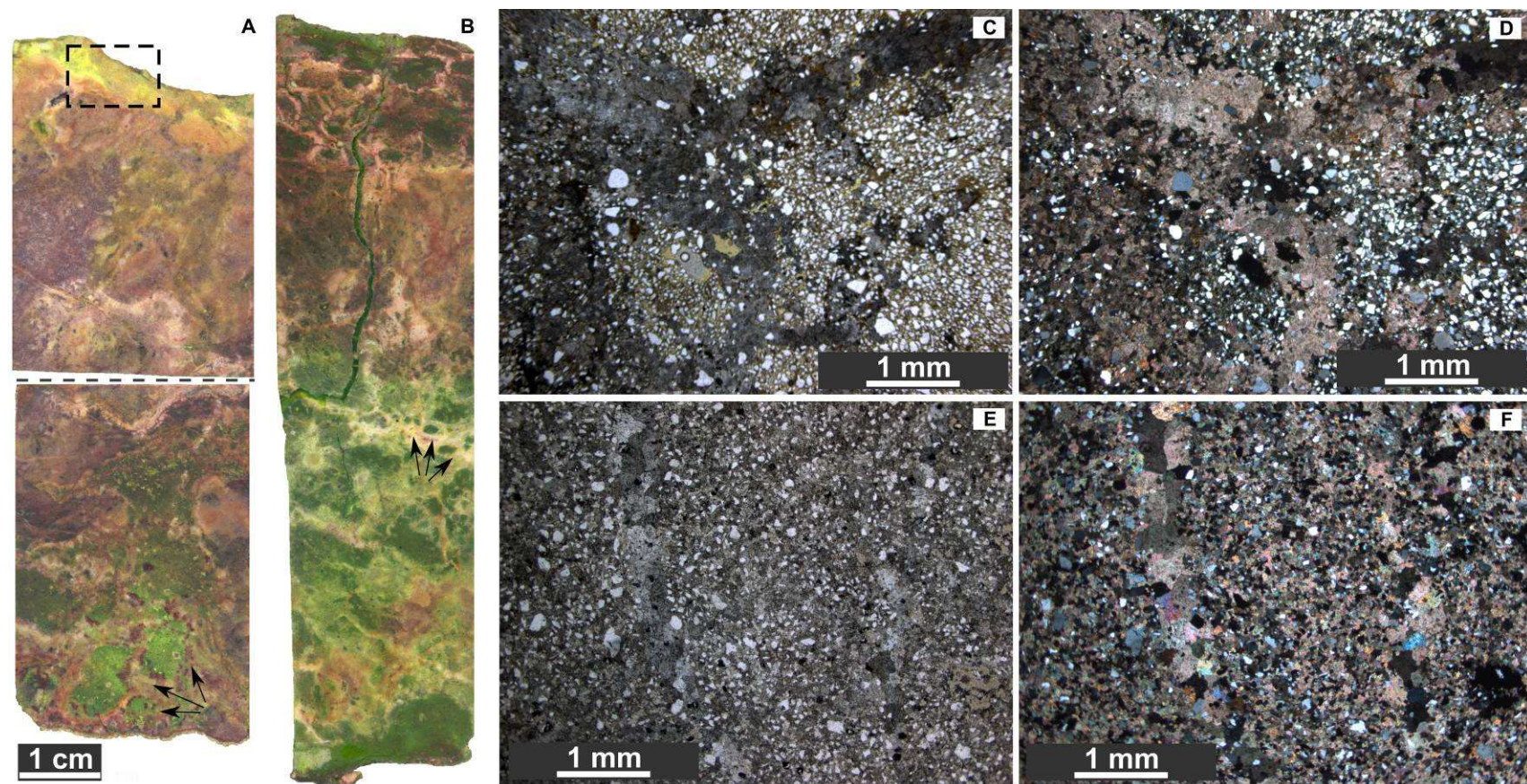
4.2.3. Subaerālas atsegšanās mezo- un mikromorfoloģiskās pazīmes

Gan ar dolomītu blīvi cementētajos horizontos, gan arī dolomīta konkrēcijās to pieslīpējumos un plānslīpējumos konstatētas vairākas morfoloģiskās pazīmes, kas varētu norādīt uz dolokrētu veidošanos virszemei tuvos apstākļos vai pat aerācijas zonā – dolokrētu dzīslveida tekstūra ar žūšanas plaisām, sīkslāņotā tekstūra un mikrokarsts.

Dzīslveida tekstūra

Dolomīta sakopojumu dzīslveida tekstūra vislabāk izpaužas masīvajos dolokrētos 10. slānī (4.8. attēls), kur tā blīvi izplatīta visā horizontā, kas nosaka augsto tā konsolidācijas pakāpi. Dzīslveida tekstūru gandrīz visā horizonta biezumā aptuveni 10 cm augstumā raksturo paraugs V.16 (4.10. A, B attēls). Dolomīta cementa dzīslas šķērso smilšainākus nogulumus horizonta apakšējā un mālainākus nogulumus horizonta augšējā daļā. Ar epoksīda sveķiem, kam piejaukts dzeltens pigments, piesūcināti pieslīpējumi parāda, ka smilšainajam materiālam ar dolomīta piejaukumu ir lielāka atklātā porainība nekā mālainajam materiālam, kam pieslīpējumā saglabājusies tā sarkanā nokrāsa. Dolomīta cementa izplatība smilšainākās un mālainākās zonās redzama arī SEM (4.11. C attēls).

Dolomīta cements šajā horizontā izplatīts zarotu dzīslu veidā (4.10. C, D attēls). Atsevišķas dzīslas nereti ir iegarenas un to sakopojumi veido subvertikālas joslas. Dzīslainās tekstūras veidošanās notiek minerālā materiāla šķīšanas un atkārtotas izgulsnēšanās un cementācijas rezultātā (Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010). Dolomīta dzīslu izplatība norāda uz karbonātus saturošu šķīdumu migrāciju klastiskajā materiālā pirms karbonātu izgulsnēšanās. Šķīdumu migrācija klastiskajos nogulumos varēja būt iespējama gan (1) virszemes ūdeņu infiltrācijas rezultātā, tālāk tiem plūstot virzienā uz leju, gan arī (2) šķīdumu kapilārās pacelšanās rezultātā, tiem sūcoties virzienā uz augšu no ūdenspiesātinājuma zonas.



4.10. attēls. Masīvo dolokrētu horizonta (10. slānis) dzīslveida tekstūra pieslīpējumos (A-B) un plānslīpējumos (C-F): (A) dolomīta cements horizonta apakšējā daļā aizpilda riņķveida plaisas, bet augstāk seko sīkjoslota tekstūra, paraugs V.16.; (B) dolomīta cements horizonta vidusdaļā aizpilda riņķveida plaisas, no horizonta vidusdaļas līdz augšai dolomīta dzīslas ir subvertikālas un slāņa augšējā daļā sazarojas, paraugs V.16.; (C) radiāli zarotas plaisas smilšaini aleirītiskajā, ar dolomītu cementētājā ieža pamatmasā. Plaisas aizpilda vidējkristāliska dolomīta cements, bez analizatora, paraugs V.16.; (D) tas pats, kas C, ar ieslēgtu analizatoru; (E) garenas plaisas smilšaini aleirītiskajā, ar dolomītu cementētājā ieža pamatmasā. Plaisas aizpilda vidējkristāliska dolomīta cements, bez analizatora, paraugs V.18.; (F) tas pats, kas E, ar ieslēgtu analizatoru. Apzīmējumi: laukums ar raustītu līniju – sīkjoslotās tekstūras izplatība; bultas – riņķveida plaisu sistēmas.

Figure 4.10. Veiny structure of the massive dolocretes horizon (layer 10) in polished-sections (A-B) and in thin-sections (C-F): (A) circumgranular cracks filled with dolomite cement in the lower part of horizon, dolocretes of laminar structure in the upper part of horizon, sample V.16.; (B) circumgranular cracks in siliciclastic deposits with dolomite cement filled with medium-crystalline dolomite cement in the middle of horizon, dolomite veins are subvertical in the middle to the upper part of horizon and branched in the upper part of horizon, sample V.16.; (C) radial cracks filled with medium-crystalline dolomite in siliciclastic deposits with dolomite cement, plane-polarised light, sample V.16.; (D) the same as C; crossed nicols; (E) elongated linear cracks in siliciclastic deposits with dolomite cement, filled with medium-crystalline dolomite cement, plane-polarised light, sample V.18.; (F) the same as E; crossed nicols.

Legend: area with dashed line – laminar structure; arrows – circumgranular cracks.

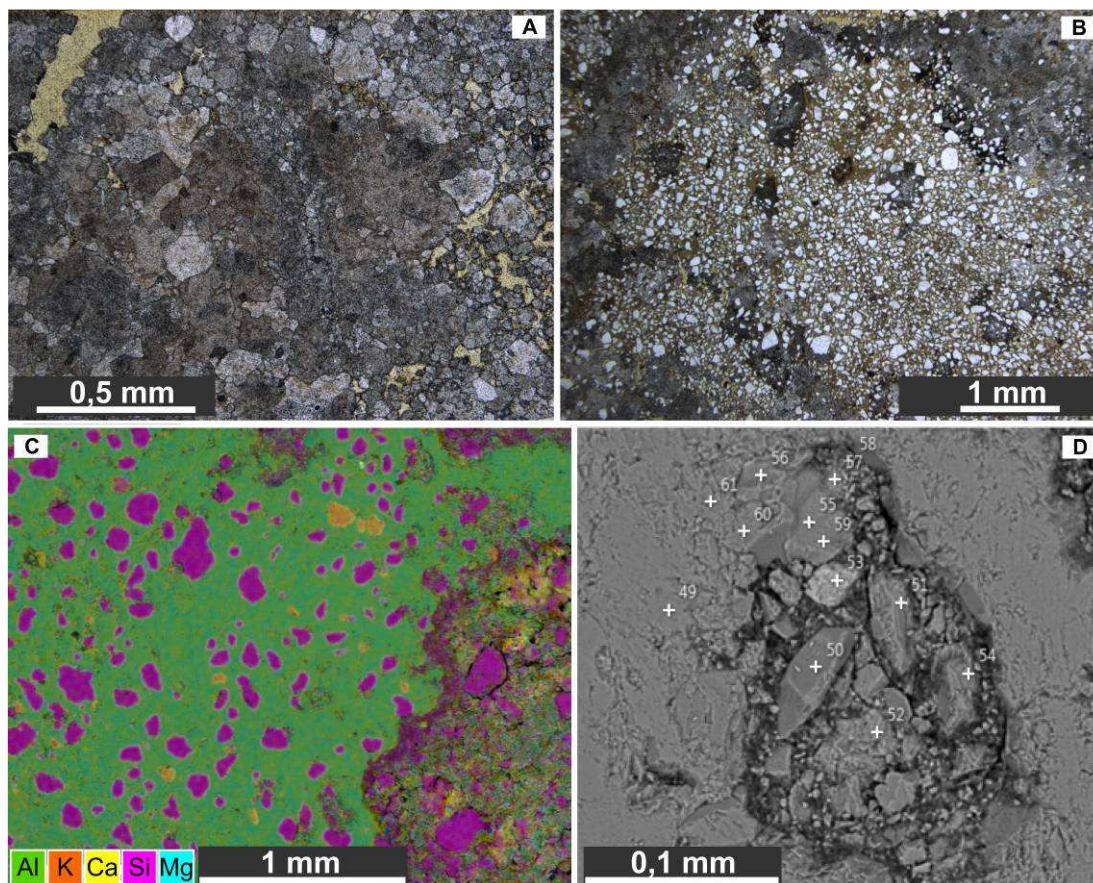
Par karbonātu šķīdumu migrāciju kapilārās pacelšanās rezultātā liecina tas, ka iegarenās dolomīta dzīslas horizonta augšējā daļā sazarojas subvertikālā virzienā (4.10. B attēls), tā norādot uz šķīdumu migrāciju virzienā uz slāņkopas augšu. Par horizonta attīstību aerācijas zonas tuvumā morfoloģiski norāda arī kārtiņa ar sīkjoslētās tekstūras pazīmēm, kā arī šūnveida tekstūra masīvā horizonta augšējā daļā (4.10. A attēls) – šīm pazīmēm ir raksturīgi veidoties pedogēno kalkrētu horizonta aerācijas zonā (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009; Pfeiffer et al., 2011).

Plānslīpējumos redzams, ka vidējkrīstāliska dolomīta dzīslas šķērso klastiskos nogulumus (4.10. C-F attēls). Dolomīta dzīslas ir gan (1) neregulāras, gan (2) radiāli sazarotas un radiālā uzbūve norāda uz karbonātu šķīdumu migrāciju radiāli izveidotās žūšanas plaisās (Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009), gan arī aizpilda (3) riņķveida žūšanas plaisas (4.10. A, B un 4.11. A, B attēls), kas raksturīgas pedogēnas izcelsmes kalkrētiem un dolokrētiem, kā arī attīstītu augšņu profiliem (Theriault, Desrochers, 1993; Zhou, Chafez, 2009).

Žūšanas plaisu klātbūtne savukārt liecina par subaerālo procesu ietekmi uz dolomīta horizonta veidošanos. Masīvā dolomīta cementa horizonta iekšējās tekstūras norāda uz tā veidošanos nogulumu vairākkārtējas žūšanas un samirkšanas rezultātā:

- klastiskie nogulumi pēc to uzkrāšanās tika atsegti zemes vispusē un sausa laika apstākļos aerācijas zonā tajos veidojās žūšanas plaisas,
- pēc tam plaisās ieplūda karbonātus saturoši šķīdumi,
- atsākoties sausa laika posmam un palielinoties iztvaikošanai, iepriekš izveidotajās un ar karbonātu šķīdumu aizpildītajās plaisās varēja notikt karbonātu kristalizēšanās.

Šādi apstākļi, kad nogulumi vairākkārtīgi tiek pakļauti atkārtotas žūšanas un samirkšanas procesiem, liecina par semiarīdu vai subhumīdu klimatu, vai arī par gruntsūdens līmeņa svārstībām.



4.11 attēls. Masīvo dolokrētu (10. slānis) tekstūras, paraugs V.16: (A) riņķveida plaisas, ko veido ar vidējkristāliska dolomīta cements samalkkristāliska un mikrītiska dolomīta pamatmasā, plānslīpējums, bez analizatora (B) riņķveida plaisas ar dolomītu cementētā klastisko nogulumu pamatmasā, kas aizpildītas ar vidējkristāliska dolomīta cements, plānslīpējums, bez analizatora; (C) pa kreisi, attēla lielākā daļa – māla matrice un dolomīta cements starp kvarca un laukšpata graudiem, pa labi – aleirītiski mālains materiāls ar dolomīta cements, SEM ķīmisko elementu sadalījuma karte; (D) dēdējis klastiskais materiāls porā dolomītā, SEM mikrofotogrāfija.

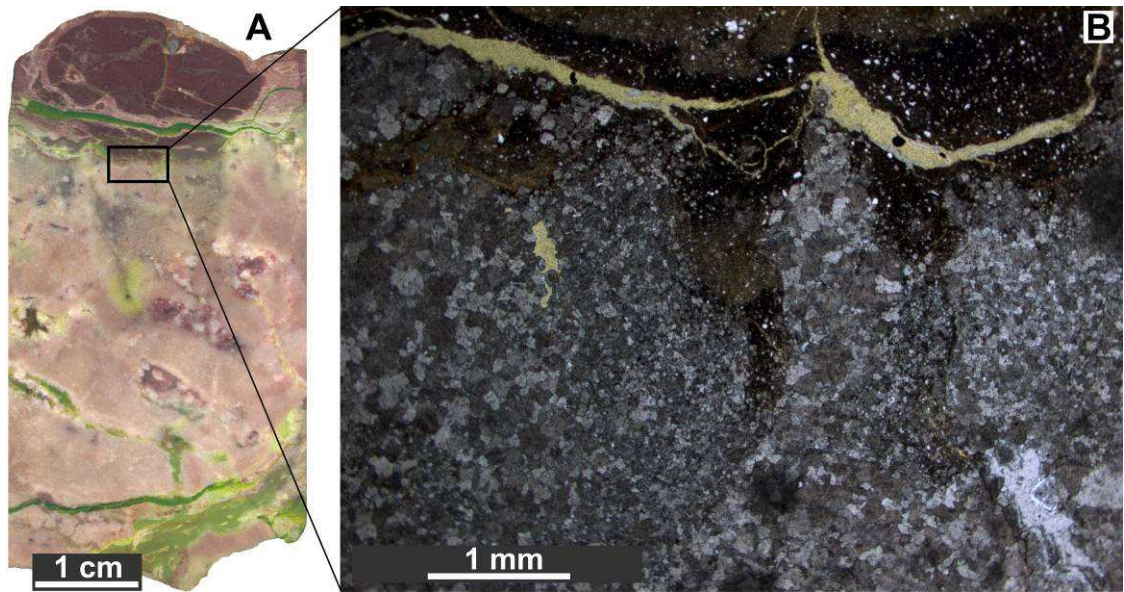
Figure 4.11. Structures of massive dolocretes (layer 10), sample V.16: (A) circumgranular cracks of medium-crystalline dolomite in a matrix of fine-crystalline and micritic dolomite cement, plain-parallel light; (B) circumgranular cracks filled with medium-crystalline dolomite cement in a matrix of dolomite-cemented siliciclastics, plain-parallel light; (C) left side (the largest part of photo) – clay matrix and dolomite cement between quartz and feldspar grains, right side – silty to clayey material with dolomite cement, SEM chemistry map; (D) weathered siliciclastic material in dolomite pore, SEM photomicrograph.

Karsta pazīmes

Amatas svītas nogulumos Vizulu iezī visaugstākajā griezuma intervālā atklātie dolomīta ieslēgumi ir 13. slānī – 1,2-1,3 m leņpus Amatas un Pļaviņu svītas robežas. Tieši šeit, kur mālainajos nogulumos izplatīti dolomīta konkrēciju sakopojumi, konstatētas mikrokarsta pazīmes uz dolomīta konkrēcijas virsmas (paraugs V.12; 4.12 attēls).

Šis dolomīta konkrēcijas pamatmasu veido ļoti smalkgraudains smilšakmens, kas cementēts ar dolomītu, un to šķērso neregulārs dolomīta dzīslu tīkls (dzīslveida tekstūra). Konkrēcijas augšējā daļā ir neliels padziļinājums, kas aizpildīts ar sarkanu mālaino

materiālu (4.12. A attēls). Plānslīpējumā redzams, ka no māla-dolomīta robežas uz leju dolomīts ir izrobots ar garenām mikrokarsta kabatām, kam ir stāvas malas.



4.12. attēls. Mikrokarsta pazīmes dolomīta konkrēcijas virsmā, paraugs V.12: (A) dolomīta konkrēcijas pieslīpējums, kurā redzama konkrēcijas augšējā daļa ar kabatveida padziļinājumu, kuru aizpilda māls; (B) karstētā zona plānslīpējumā – ar mālu aizpildītas mikrokarsta kabatas (tumšās) dolomītā.

Figure 4.12. Microkarst features on the surface of dolomite nodule, sample V.12: (A) polished-section of the dolomite nodule with pocket-like depression filled with clays; (B) karsted area in thin-section – microkarst pockets (dark parts) filled with clays in the dolomite matrix.

Mikrokarsta kabatas (4.12. B attēls) ir aptuveni 0,5-1 mm plati un 1-2 mm gari V-veida padziļinājumi dolomītā, kas aizpildīti ar mālaino materiālu. Karsta kabatu sānos un zem tām dolomīts ir mikrokristālisks, bet konkrēcijas centrālajā daļā tā kristālu izmēri pieaug līdz smalkkristālisks. Domājams, ka tas saistīts ar nevienmērīgu dolomīta pārkristalizēšanos vēlākos pēcsedimentācijas procesos. Vietās, kur dolomīts bija tīrāks, pārkristalizēšanās bija spēcīgāka un kristālu izmēri kļuva lielāki, bet pie karsta kabatām dolomīts bija vairāk piesātināts ar mālu, kas ierobežoja pārkristalizēšanās procesos.

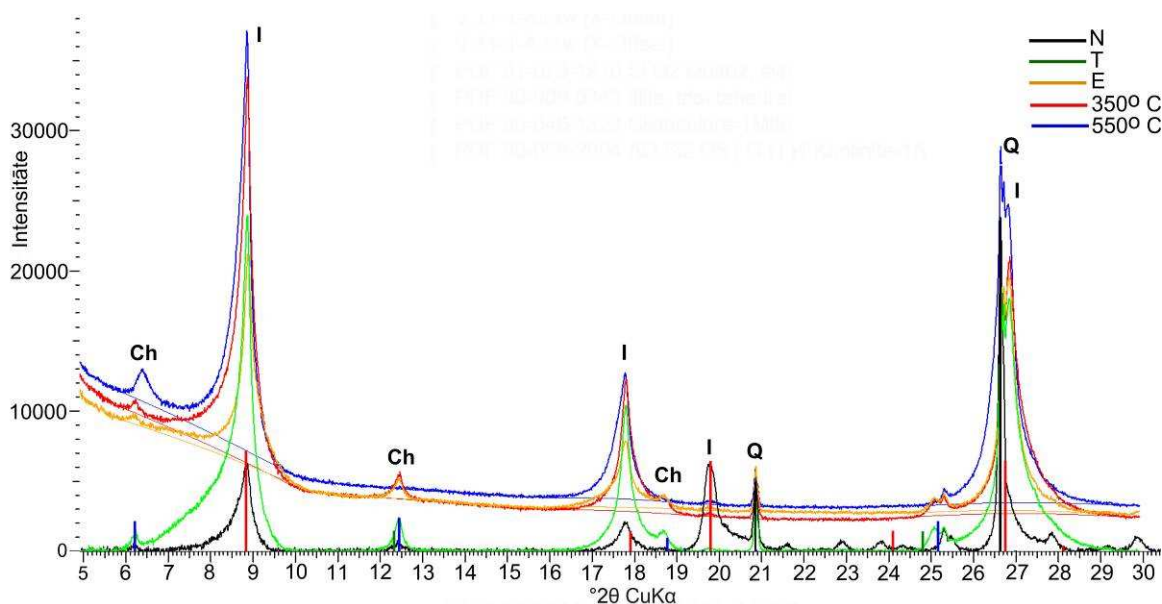
Karstēta dolomīta konkrēcijas virsma norāda uz dolomīta konkrēcijas saturošās nogulumu atsegšanas zemes virspusē aerācijas zonā un atmosfēras ūdeņu ietekmi uz nogulumiem (Calner et al., 2010). Tas veicinājis karbonātu cementa šķīšanu, klastiskā materiāla ieplūdi izšķīdušajos padziļinājumos un, iespējams, arī karbonātu minerālu pārkristalizēšanos. Nogulumu subaerālu atsegšanas apstiprina arī turpmāk tekstā apskatītie dolomīta cementa stabilo izotopu dati (4.14. attēls). 13. slāņa apakšējās daļas dolomīta konkrēcijās ir viens no diviem izteiktajiem $\delta^{13}\text{C}$ negatīvu vērtību refleksiem un $\delta^{18}\text{O}$ minimāli negatīvu vērtību refleksiem analizētajā Amatas svītas griezumā Vizulu iezī.

Dolomīta šķīšanas pazīmes novērojamas arī citviet Vizulu ieža griezumā. Masīvo dolokrētu SEM mikrofotogrāfijās redzams, ka vietām dolomītā tā šķīšanas rezultātā ir izveidojušies tukšumi, kas aizpildīti ar drupu materiālu (4.11. D attēls).

4.2.4. Māla minerāli

Amatas svītas slāņkopā Vizūļu iezī klastiskajā materiālā no māla minerāliem dominē illīts un tāpat kā Burtnieku svītas mālainajā slāņkopā Veczemju atsegumā nelielā daudzumā sastopams arī hlorīts un vietām konstatēta arī kaolinīta klātbūtne (Pipira, 2013). Šāds viendabīgs māla minerālu sastāvs pēc XRD datiem konstatēts visā Amatas svītas nogulumu griezumā Vizūļu iezī un tas būtiski nemainās arī dolokrētu horizontu tuvumā. Pat visaugstāk griezumā esošā brekčijveida dolokrētu horizonta, kur dolomīta konkrēcijā konstatēta karsta klātbūtne, mālu minerālo sastāvu veido illīts ar hlorīta piejaukumu (4.13. attēls). Vietām griezumā no māla minerāliem konstatēts tikai illīts.

Kā illīta, tā arī hlorīta izcelsme Amatas svītas nogulumos skaidrojama ar magmatisko-metamorfo iežu dēdēšanu (Meunier, 2005) noneses apgabalā un tie sedimentācijas laikā uzkrājušies kā smalks drupu materiāls.



4.13. attēls. Māla minerālu sastāvs Amatas svītas Vizūļu iezī brekčijveida dolokrētu horizontā, frakcija <4 μm, paraugs V.11.

Apzīmējumi: Ch – hlorīts, I – illīts, Q – kvarcs; N – neteksturēts neapstrādāts paraugs; T – teksturēts neapstrādāts paraugs; E – paraugs apstrādāts ar etilēnglikolu; 350 °C un 550 °C – paraugs pēc karsēšanas 350 °C un 550 °C temperatūrā.

Figure 4.13. Composition of clay minerals within clayey matrix in horizon of nodular dolocretes at the Vizūļi Outcrop of the Amata Formation, fraction <4 μm, sample V.11. Legend: Ch – chlorite; I – illite; Q – quartz; T – randomly oriented untreated sample; T – oriented untreated sample; E – sample treated with ethylene glycol; 350 °C un 550 °C – sample after heating in 350 °C and 550 °C temperature.

4.2.5. Stabilo izotopu attiecības un to liecības par dolokrētu veidošanās apstākļiem

Amatas svītas nogulumos Vizūļu iezī sastopamo dolomīta ieslēgumu oglekļa un skābekļa stabilo izotopu analīžu rezultāti parāda, ka $\delta^{13}\text{C}$ vērtības virzienā uz slāņkopas augšu mainās lēcienveidīgi, un tām ir tendence samazināties divos noteiktos intervālos Amatas svītas griezuma augšējā daļā (4.14. attēls). $\delta^{18}\text{O}$ vērtībām arī ir analogiskas izmaiņas, taču augšminētajos intervālos tās palielinās. Šāds stabilo izotopu līkņu raksturs norāda uz subaerālās atsegšanās virsmu klātbūtni virzienā uz slāņkopas augšu (Goldstein,

1991). Stabilo izotopu vērtības ogleklim ($\delta^{13}\text{C}$) mainās no -8,12‰ līdz -6,67‰ un skābeklim ($\delta^{18}\text{O}$) no -6,02‰ līdz -5,36‰.

Šīs $\delta^{13}\text{C}$ un $\delta^{18}\text{O}$ vērtības labi sakrīt ar tipiskām karbonātisko augšņu stabilo izotopu vērtībām, kas minētas publikācijās (Kearsey et al., 2012; Rameil et al., 2012; Díaz-Hernández et al., 2013; Casado et al., 2014): $\delta^{13}\text{C}$ no -11 līdz 1‰ kalkrētos un no -8 līdz 3‰ dolokrētos; $\delta^{18}\text{O}$ no -14 līdz -2‰ kalkrētos un no -8 līdz 2‰ dolokrētos.

Amatas svītas griezumā Vizūļu iezī iespējams izdalīt divas izteiktas virsmas ar $\delta^{13}\text{C}$ vērtību minimumiem un $\delta^{18}\text{O}$ vērtību maksimumiem, t.i. skābekļa gadījumā minimāli negatīvām vērtībām (4.14. attēls), kas liecina par to, ka brekčijveida dolokrēti 10. un 13. slānī veidojušies subaerālu apstākļu ietekmē:

1) pirmā no tām atrodas 10. slāņa brekčijveida dolokrētos zem masīvo dolokrētu horizonta (izotopu vērtības noteiktas paraugā V.18) (4.14. attēls, I);

2) otrā virsma atrodas brekčijveida dolokrētos 13. slānī zem vietas, kur dolomīta konkrēcijā konstatētas karsta pazīmes (izotopu vērtības noteiktas paraugā V.12) (4.14. attēls, II).

Pie tam 10. un 13. slānī dolomīta konkrēciju izotopu vērtības ir stipri līdzīgas – 10. slānī $\delta^{13}\text{C}$ 8,12‰ un $\delta^{18}\text{O}$ -5,53‰, bet 13. slānī $\delta^{13}\text{C}$ -7,91‰ un $\delta^{18}\text{O}$ -5,44‰.

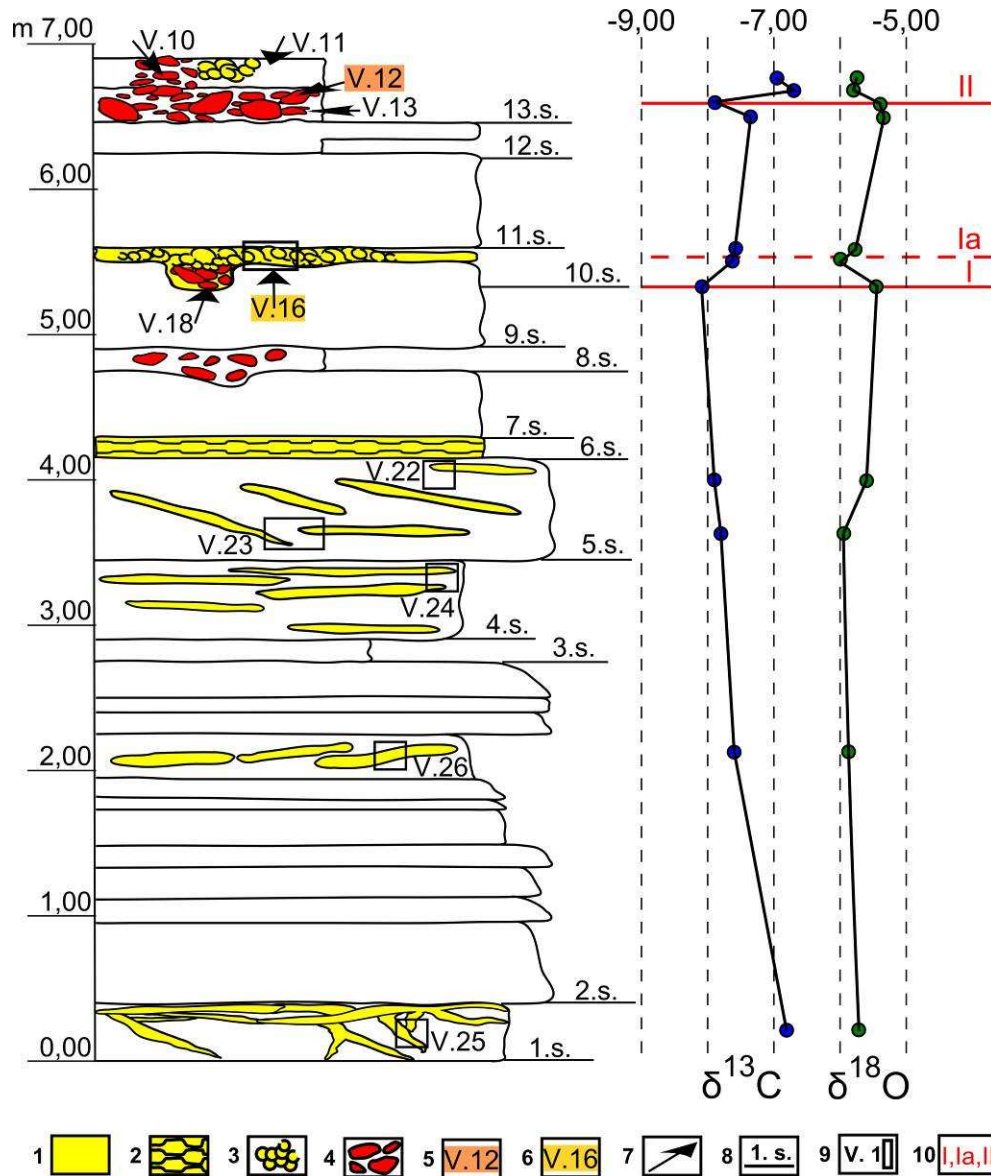
Skābekļa izotopu vērtību palielināšanās un oglekļa vērtību samazināšanās tieši subaerālās atsegšanās zonu tuvumā ir atzīmēta vairākos literatūras avotos. Viegļā oglekļa izotopa klātbūtni var izskaidrot ar augu valsts izcelsmes oglekļa (kurā ir relatīvi daudz ^{12}C izotopa) ietekmi augsnes horizontā (Díaz-Hernández et al., 2013; Casado et al. 2014), bet skābekļa izotopu vērtību paaugstināšanās ir izskaidrojama ar iztvaikošanas procesiem un salīdzinošu vieglā ^{16}O izotopa zudumu (Goldstein, 1991).

Tas, ka subaerālās atsegšanās virsmām raksturīgās zonas sakrīt ar brekčijveida dolokrētu izplatību, norāda uz to, ka šie dolokrētu horizonti attīstījušies virszemei tuvākos apstākļos nekā pagulošie ieži. Virzienā no dokumentētā Amatas svītas griezuma apakšas līdz pat 10. slānim dolomīta ieslēgumos vērojama $\delta^{13}\text{C}$ vērtības samazināšanās un $\delta^{18}\text{O}$ vērtības palielināšanās tendence (4.14. attēls), kas norāda uz pakāpenisku virszemei tuvāku apstākļu iestāšanos. Šis pieņēmums ļauj izskaidrot to, kāpēc griezuma apakšdaļas (1. līdz 5. slāņa) dolomīta veidojumos, kam ir brekčijveida un plātņveida dolokrētiem raksturīgās tekstūras, šīs pazīmes ir nepilnīgi attīstītas un dolomīta veidojumi saglabājuši primārās klastisko iežu tekstūras un vāju cementācijas pakāpi. Domājams, no 1. līdz 5. slānim sastopamo dolomīta ieslēgumu veidošanās laikā notika pakāpeniska pāreja uz virszemei tuvākiem apstākļiem un šie veidojumi attīstījušies gruntsūdens plūsmu darbības rezultātā.

Iespējams, ka arī 6. slānī iegulošā plātņveida dolokrētu horizonta attīstību ietekmējusi gruntsūdeņu darbība. Tomēr vienlaikus par aerācijas zonai tuviem apstākļiem liecina tā taisnstūrveida šūnu tīkls. Ja subhorizontālo dolomīta joslu attīstību varētu būt veicinājušas lamināras plūsmas, kādas raksturīgas gruntsūdeņiem, tad subvertikālo joslu attīstība varētu būt notikusi, piemēram, kapilārās pacelšanās zonā. Tas, ka šajā plātņveida dolokrētu horizontā subvertikālā virzienā ir vairāki taisnstūrveida šūnu intervāli, norāda uz gruntsūdens līmeņa svārstībām, kad ūdens migrācija iežos varēja notikt gan horizontālā, gan vertikālā virzienā (Wright, Tucker, 2009). Tomēr arī stabilo izotopu dati apliecina, ka šis horizonts attīstījies vairāk gruntsūdeņu nekā augsnes ūdeņu ietekmē.

Augstāk griezumā (10. slānī) vērojams pedogēnajiem kalkrētiem un dolokrētiem raksturīgs profils. Tā apakšējā daļā ir brekčijveida dolokrēti, ko augšējā daļā nomaina izturēts dolokrētu horizonts – masīvie dolokrēti ar dzīslveida tekstūras attīstību žūšanas plaisās. Masīvie dolokrēti vietām slāņa apakšējā daļā mijas ar sākotnēji sīkslāņotajiem dolokrētiem. Horizonta virsējā daļā ir šūnveida tekstūras, kā arī sīkslāņotās tekstūras pazīmes, kas norāda, ka tieši šis līmenis atbilst subaerālās atsegšanās virsmai (4.14. attēls, Ia). Šie dati nesakrīt ar stabilo izotopu līkņu raksturu 10. slāņa masīvo dolokrētu horizonta

augšdaļā ($\delta^{13}\text{C}$ vērtību palielināšanās un $\delta^{18}\text{O}$ vērtību samazināšanās), kas ir pretējs stabilo izotopu līknēm virzienā uz subaerālās atsegšanās virsmu (Goldstein, 1991; Díaz-Hernández et al., 2013; Casado et al. 2014). Šie stabilo izotopu dati (viszemākās oglekļa izotopu vērtības un visaugstākās skābekļa izotopu vērtības) norāda uz to, ka subaerālās atsegšanās virsma ir 10. slāņa pamatnē – brekčijveida dolokrētu horizontā (4.14. attēls, I).



4.14. attēls. Shematiskais Amatas svītas nogulumu griezumā Vizulu iezī ar dolomīta ieslēgumu oglekļa un skābekļa stabilo izotopu līknēm.

Apzīmējumi: 1 – dolomīta cementa izplatība; 2 – taisnstūrveida dolomīta šūnu tīkls; 3 – ieapaļu dolomīta šūnu tīkls, šūnveida tekstūra; 4 – ar dolomīta cementu cementēti agregāti, brekčijveida tekstūra; 5 – paraugs V.12 ar karsta pazīmēm; 6 – paraugs V.16 ar dolokrētu dzīslveida tekstūrām; 7 – analizētās griezumdaļas; 8 – noņemto iezu paraugu apzīmējumi; 9 – izdalīto slāņu robežas un numerācija; 10 – subaerālās atsegšanās virsmas pēc stabilo izotopu saturu izmaiņām un nogulumu morfoloģiskajām pazīmēm.

Figure 4.14. Generalised geological section of deposits of the Amata Formation at the Vizuli outcrop with carbon and oxygen stable isotope curves for dolomite inclusions.

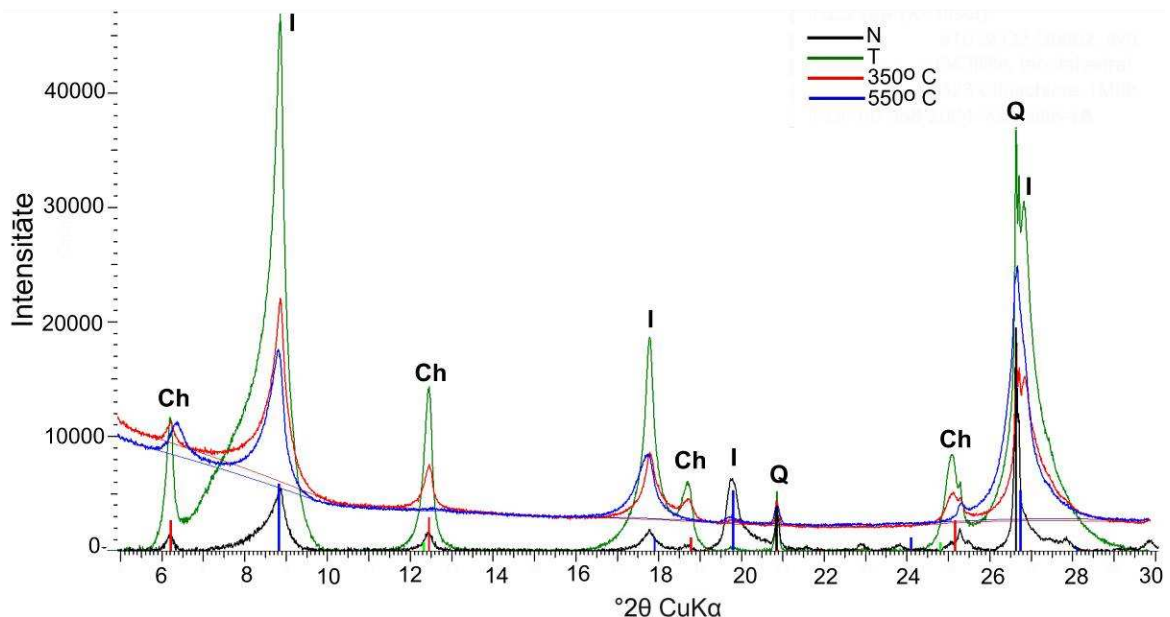
Legend: 1 – distribution of dolomite cement; 2 – rectangular net of dolomite veins; 3 – roundish net of dolomite veins, honeycomb texture; 4 – nodules with dolomite cement, nodular structure; 5 – sample V.12 with karst features; 6 – sample V.16 with structures of veiny dolocretes; 7 – analysed parts of section; 8 – labels of samples; 9 – boundaries and numeration of layers; 10 – subaerial exposure surface based on peaks of stable isotope contents and morphological features of deposits.

Tādējādi ir atzīmējama litoloģisko pazīmju un izotopu datu nobīde attiecībā uz subaerālās atsegšanās virsmas identifikāciju 10. slānī. Iespējams, arī pats masīvo dolokrētu horizonts sākotnēji veidojies kā gruntsūdens dolokrētu horizonts, par ko liecina tā izturētā izplatība un regulārā, krasā augšējā daļa. Vēlāk tas atsedzies un pārveidots aerācijas zonā, savukārt brekčijveida dolokrēti zem tā varētu būt attīstījušies arī pēc masīvo dolokrētu izveides, pazeminoties gruntsūdens līmenim. Arī citu autoru darbos (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza, Wright, 2010) tiek uzsvērts, ka kalkrētu un dolokrētu profilu veidošanās var būt kompleksa un viens un tas pats horizonts var būt veidojies vairākās attīstības fāzēs, t. sk., mainīgos un atkārtotos gruntsūdens-aerācijas zonas apstākļos.

4.3. Amatas svītas nogulumu Dzelmu un Riežupes atsegumos

Dzelmu atsegumā Amatas svītas nogulumus, kas iegūti tieši zem Pļaviņu svītas aleirolītiem un dolomītmerģeļiem, veido galvenokārt irdens smilšakmens ar masīva dolomīta cementa plātnēm. Plaši izplatīts ir arī lodīšu smilšakmens ar globulāro kalcīta cementu. Atšķirībā no dolomīta slāņveida ķermeņiem Amatas svītas slāņkopā Vizuļu iezī, Dzelmu atsegumā dolomīta cements ir blīvs un tajā nav novērojamas tekstūras, kas liecinātu par tā veidošanos subaerālo apstākļu ietekmē.

Riežupes atsegumā konstatēts Amatas svītas kontakts ar pagulošās Gaujas svītas mālaino slāņkopu. Amatas svīta šajā atsegumā sastāv no irdenu smilšakmeņu un mālainu aleirolītu mijas. Amatas svītas smilšaini aleirītiskajos nogulumos vietām novērojams vāji izteikts zemas cementācijas pakāpes dzīslveida karbonātu cements.



4.15. attēls. Māla minerālu sastāvs Amatas svītas mālainajos nogulumos Riežupes atsegumā, frakcija <4 μm, paraugs RZ.2.

Apzīmējumi: Ch – hlorīts, I – illīts, Q – kvarcs; N – neteksturēts neapstrādāts paraugs T – teksturēts neapstrādāts paraugs, 350 °C un 550 °C – paraugs pēc karsēšanas 350 °C un 550 °C temperatūrā.

Figure. 4.15. Composition of clay minerals within clayey deposits of the Amata Formation at the Riežupe Outcrop, fraction <4 μm, sample RZ.2.

Legend: Ch – chlorite; I – illite; Q – quartz; T – randomly oriented untreated sample; T – oriented untreated sample; 350 °C un 550 °C – sample after heating in 350 °C and 550 °C temperature.

Lai gan detalizēti šo ģeoloģisko objektu pētījumi promocijas darba ietvaros veikti netika, nolūkā salīdzināt Amatas svītas mālu minerālo sastāvu, veikta šo klastisko nogulumu XRD analīze. Tāpat kā Amatas svītas slāņkopā Vizulu iezī, kā arī Burtnieku svītas slāņkopā Veczemju klintīs, šo klastisko nogulumu māla frakcija sastāv galvenokārt no illīta ar hlorīta piejaukumu (4.15. attēls), vietām identificētas arī kaolinīta pazīmes (Pipira, 2013). Šāda māla minerālu asociācija konstatēta abos pētītajos Amatas svītas ģeoloģiskajos intervālos Kurzemē – gan Riežupes, gan Dzelmju atsegumā. Augšminētie fakti norāda, ka no noneses apgabala nestā mālainā dēdējummateriāla sastāvs Amatas laikposmā plašā Baltijas devona baseina daļā ir bijis maz mainīgs.

4.4. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrēti Lētīžas grīvas atsegumā

Šķerveļa svītas nogulumi atspoguļo Baltijas devona baseina noslēdzošo regresiju devona beigās (Brangulis u.c., 1998). Tās apakšējā daļa sastāv no smilšakmeņiem ar karbonātu, vietām krama cementu, un šajā promocijas darbā nav raksturota. Savukārt, svītas augšējā daļa – Nīkrāces rida – sastāv no dolomītiem, kuri pēdējos gados interpretēti kā dolokrēti, kas veidojušies subaerālos apstākļos (Stinkulis, 2004; Stinkulis u.c., 2007; Stinkulis, Spruženiece 2011). Tomēr līdz šim nebija iegūti dati par dolokrētu paveidiem, to nomaiņu griezumā, kā arī nebija tikuši veikti šo dolokrētu pētījumi ar ģeoķīmiskās analīzes palīdzību. Promocijas darbā Šķerveļa svītas Nīkrāces rida pētīta Lētīžas upes kreisajā krastā pie šīs upes grīvas (3.1. un 4.16. attēls), kur nogulumi dokumentēti vairāk nekā 4 m intervālā biezumā, kas ir tuvs ridas maksimālajam biezumam.



4.16. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu atsegums Lētīžas upes krastā.
Figure 4.16. The outcrop of dolomites of the Nīkrāce Member, the Šķerveļi Formation at bank the River Lētīža.

4.4.1. Nīkrāces ridas uzbūve un sastāvs atsegumā

Nīkrāces rida atsegumā sastāv galvenokārt no dolomīta. Slāņkopas apakšējā daļā dolomītam ir blokveida uzbūve, virzienā uz augšu un pašā slāņkopas augšējā daļā – plātņaina uzbūve. Savukārt atseguma centrālajā daļā dolomīts iegūļ kolonveida bloku veidā, ko šķērso subhorizontālas māla dzīslas – cauruļveida struktūras. Zemāk sniegts detalizēts atsegtās Nīkrāces ridas ģeoloģiskais raksturojums no apakšas uz augšu (Pipira et al., 2015) (4.17. attēls).

1. slānis. Dolomīts, masīvs, blokveida. Slāņa biezums ir aptuveni 1 m. Dolomīts ir mehāniski izturīgs, vietām ar subhorizontālām un subvertikālām krama dzīslām un kavernām ar krama aizpildījumu. Dolomīta tekstūra ir neviendabīga – smalkkristāliskā pamatmasa satur litoklastu ieslēgumus, kramaina un mikrītiska dolomīta ieslēgumus, gan ar mālu, gan ar kramu aizpildītas dzīslas un kavernas, bet slāņa augšējā daļā arī pizoīdus.

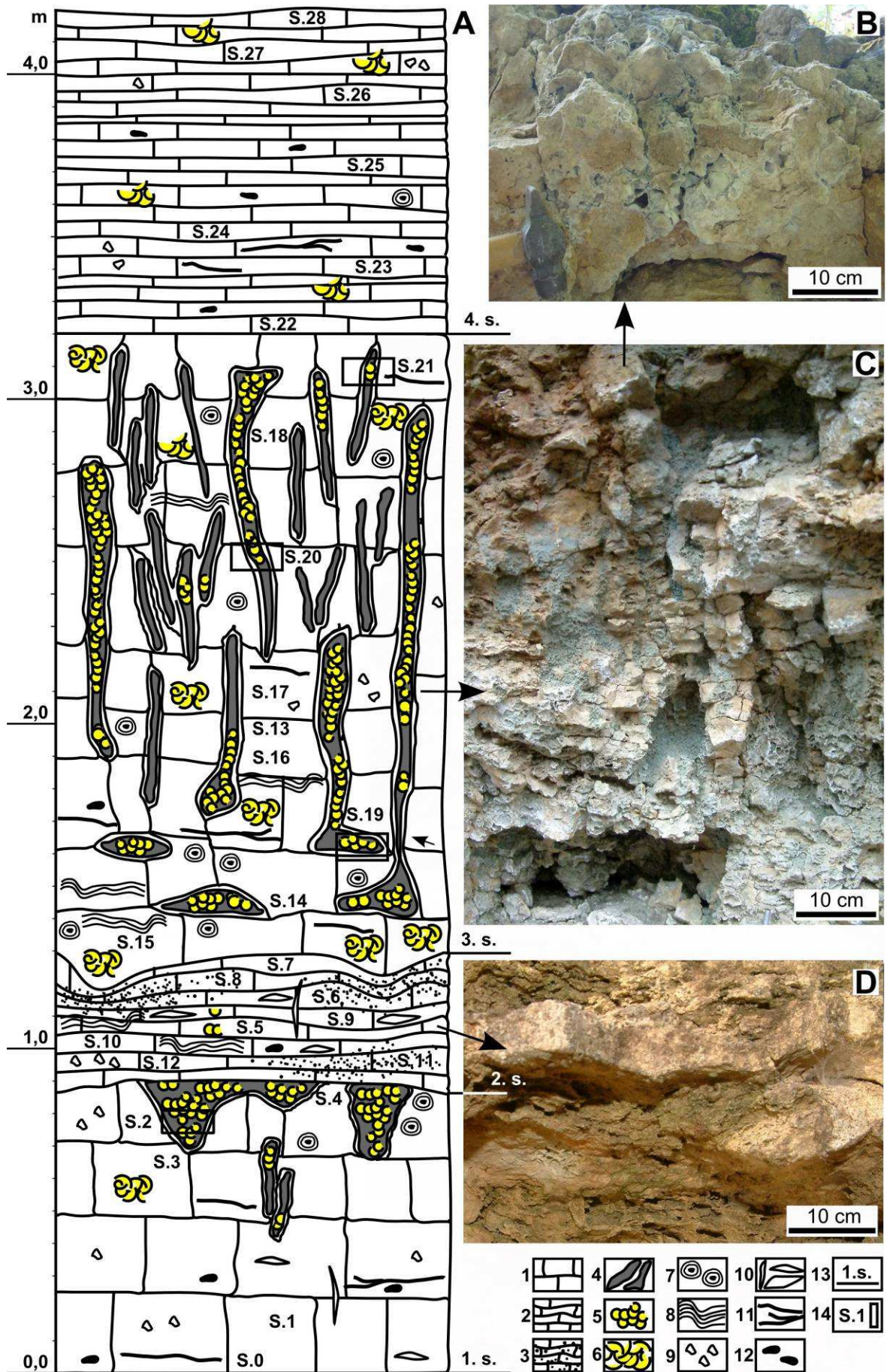
No slāņa augšējās virsmas uz leju stiepjas iegarenas struktūras ar mālainā materiāla piejaukumu (4.17. attēls). To iekšienē dolomītam ir šūnveida tekstūra – ieapaļas dolomīta dzīslas (~1 mm platumā), starp kurām esošie padziļinājumi 0,5-1,5 cm diametrā aizpildīti ar mālu (4.18. A attēls). Struktūru garums ir līdz 25 cm, tās ir relatīvi platas un ar lēzenām malām, vietām pie slāņa virsmas tās savstarpēji savienojas. Pēc formas un saistības ar slāņa virsmu šīs struktūras atgādina nelielas karsta kabatas ar krasu augšējo robežu. Vietām arī slāņa vidusdaļā sastopamas iegarenas (~10 cm), subvertikālas, bet šauras (~2 cm) cauruļveida struktūras ar dolomīta šūnveida tekstūru un māla aizpildījumu. Šīs ar mālaino materiālu aizpildītās dažāda izmēra iegarenās struktūras dolomītā vietām savstarpēji saskaras, tā veidojot mālainus sakopojumus.

2. slānis. Dolomīts, plātņains. Tas ar krasu robežu nomaina atseguma pamatnes daļā iegulušo blokveida dolomītu. Slāņa biezums ir nevienmērīgs, 30-50 cm, jo slāņa augšējā virsma ir neregulāra ar aptuveni 70 cm platām un 20 cm dziļām ieliecēm (4.17. A, D attēls).

Arī atsevišķo plātņu biezums slānī ir ļoti mainīgs un vietām dolomīts ir sīkplātņains. Nereti dolomīta plātnes ir stipri dēdējušas, kā rezultātā radies irdens dolomītiski mālains materiāls – dolomīta milti ar māla piejaukumu, kas iegūļ subhorizontālās joslās. Šim slānim raksturīgi arī, ka tajā ir bieži izplatīti krama veidojumi gan dažus milimetrus lielu plankumu veidā smalkkristāliskā, vietām mikrītiskā dolomīta pamatmasā, gan arī atsevišķu krama konkrēciju veidā. Konkrēciju izmērs sasniedz vairākus centimetrus un tās parasti ir ar kavernām.

Dolomītā bieži sastopami arī dažus milimetrus lieli litoklasti, māla ieslēgumi, kā arī sīkas, pārsvarā ap milimetru vai mazākas, kavernas un kavernu zonas – tās ir gan tukšas, gan aizpildītas ar dolomītmiltiem vai kramu. Vietām dolomīta plātnēs vērojamas sīkslāņotu tekstūru zonas, kas sastāv no viļņotām milimetra daļu mēroga biezuma kārtiņām. Sīkjosloto tekstūru zonas ir griezumā neizturētas un ar zonu ietvaros mainīgu izmēru kā vertikālā, tā horizontālā virzienā – to biezums ir no 1-2 mm līdz 1 cm un garums vidēji 1-10 cm (4.18. D, E attēls).

Ar sīkjoslotojām tekstūrām asociē arī nelieli pizoīdu sakopojumi – pizolītu zonas, ar atsevišķo pizoīdu izmēru līdz 1 mm. Pizolītu zonas ir nedaudz ieapaļas, ar viļņotām robežām un ar zonu ietvaros mainīgu izmēru no dažiem milimetriem līdz 2 cm garumā un līdz 2 cm platumā (4.18. D, E attēls). Dolomītā konstatētas arī iespējamās rizoīdu pazīmes. Tās izpaužas dažus milimetrus garu, šauru, lineāru vai radiāli zarotu josliņu veidā (4.18. D). Vietām slānī novērojamas arī nelielas šūnveida struktūras ar māla aizpildījumu starp ieapaļām dolomīta dzīslām.

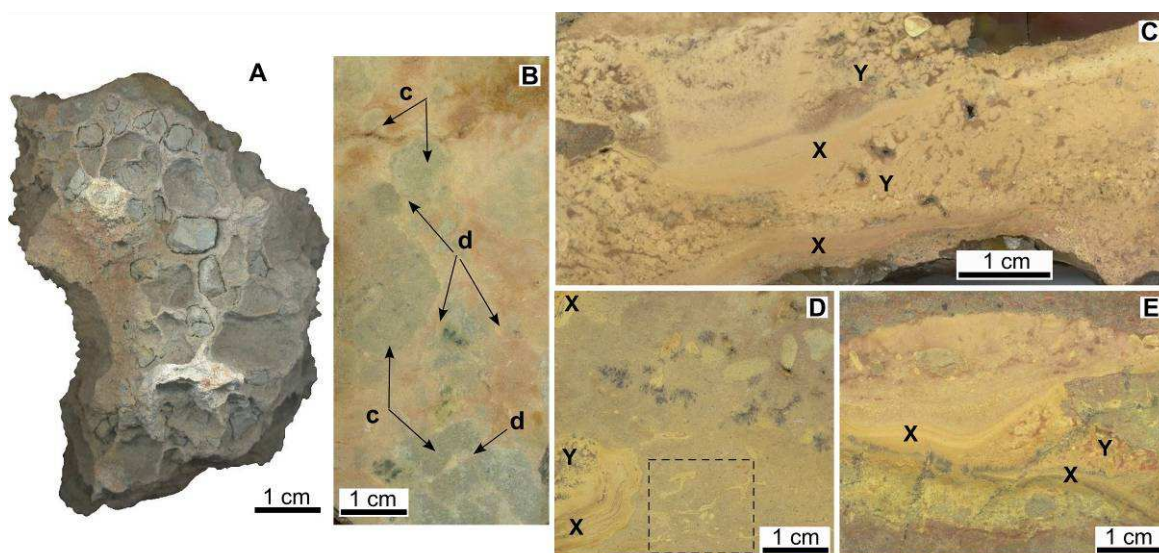


4.17. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu atsegums pie Lētīzas upes (Pipira et al., 2015): (A) ģeoloģiskais griezumā; (B) cauruļveida struktūras šķērsgrīzumā (skats no apakšas) ar šūnveida dolomīta un māla aizpildījumu; (C) blokveida dolomīts ar cauruļveida struktūrām, kuras aizpilda māls, garengriezumā; (D) plātņainais dolomīts.

Apzīmējumi: 1 – masīvs dolomīts; 2 – plātņains dolomīts; 3 – plātņains dolomīts ar dolomītmiltiem; 4 – cauruļveida struktūras dolomītā ar māla aizpildījumu dolomīta šūnās; 5 – ieapaļu dolomīta šūnu tīkls, šūnveida tekstūra; 6 – neregulāru dolomīta dzīslu tīkls; 7 – pizoīdi un pizolītu zonas; 8 – sīkslāņotu dolomītu zonas; 9 – kavernas un kavernoza zonas; 10 – krama konkrēcijas; 11 – māla dzīslas; 12 – sīkas māla lēcas; 13 – izdalīto slāņu numuri un robežas; 14 – noņemto iežu paraugu apzīmējumi.

Figure 4.17. The outcrop of dolomites of the Nīkrāce Member, the Šķervelis Formation (Pipira et al., 2015): (A) geological section; (B) pipe-like textures filled with honeycomb dolomite and clay in transverse view (from below); (C) blocky dolomite with clayey pipe-like textures in longitudinal view; (D) platy dolomite.

Legend: 1 – massive dolomite; 2 – platy dolomite; 3 – platy dolomite with dololomite; 4 – pipe-like textures in dolomite; „pipes” contain honeycomb structures and clay infilling; 5 – honeycomb structure; 6 – irregular net of dolomite veins; 7 – pisoids and pisolitic zones; 8 – zones of finely laminar dolomite; 9 – cavities and zones of cavities; 10 – chert nodules; 11 – clay veins; 12 – small clay lenses; 13 – boundaries and numeration of layers; 14 – labels of samples.



4.18. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu tekstūras (Pipira et al., 2015): (A) dolomīts ar šūnveida tekstūru un māla aizpildījumu šūnās makroparagā S.2; (B) dolomīts ar šūnveida tekstūru un māla aizpildījumu šūnās pieslīpējumā, paraugs S.18; (C-E) pizoīdu, sīkslāņoto tekstūru un iespējamo rizolītu zonas pieslīpējumos, paraugi S.15 (attēlā C), S.10 (D), S.12 (E).

Apzīmējumi: d – dolomīta dzīslas; c – māla aizpildījums šūnās; Y – pizoīdu zonas; X – sīkslāņotās zonas; kvadrāts ar pārtrauktu līniju – iespējamo rizoīdu zona.

Figure 4.18. Structures of dolomites of the Nīkrāce Member, the Šķervelis Formation (Pipira et al., 2015): (A) dolomite with honeycomb structure filled with clay; macrosample S.2; (B) dolomite with honeycomb texture filled with clay in polished-section, sample S.18; (C-E) zones of pisoliths, finely laminar structures and probable rhizolites in polished-sections, samples S.15 (part C of this figure), S.10 (D), S.12 (E).

Legend: d – dolomite veins; c – clay in honeycombs; y – zones of pisoliths; x – finely laminar zones; square with dashed line – zone of probable rhizoids.

3. slānis. Dolomīts, plaisains, blokveida. Tas veido atsegtās Nīkrāces ridas slāņkopas centrālo daļu ar kopējo slāņa biezumu aptuveni 2 m. Subvertikālā virzienā dolomītu šķērso iegarenas, mālaines, cauruļveida struktūras – tām, skatoties no apakšas, ir ieapaļa forma (4.17. B attēls) un tās blokveida dolomīta slāni sadala kolonnās. Cauruļveida

struktūras aizpilda plātņains dolomīts un dolomīts ar ieapaļām šūnām, starp kurām atrodas pelēkzili māli (4.17. C attēls), kas arī nosaka augsto mālainā materiāla saturu struktūrās. Dolomīta šūnveida uzbūve ir līdzīga kā iegarenajās mālainajās struktūrās 1. slānī un to veido ieapaļi zarotu dolomīta dzīslu tīkls ar ieapaļām, ar mālu pildītām ieplakām, vidēji 0,5-1,5 cm diametrā. Kā 1., tā arī 3. slānī vietām uz mūsdienu erozijai pakļautās slāņkopas atseguma virsmas māls no dolomīta šūnām ir izskalots. Iegarenās cauruļveida struktūras ir dažāda izmēra un izplatītas visā slānī (4.17. A attēls). Lielākās no struktūrām ir 1,7 m garas (platums līdz aptuveni 10-20 cm) un tās šķērso gandrīz visu slāni. Liela izmēra iegarenajām struktūrām raksturīga arī „kurpjveida” forma: virzienā no slāņa augšas uz apakšu tās lēzeni sašaurinās, taču pie struktūru pamatnes tās krasi kļūst platakas un ir ieapaļas vai ovālas ar garenasi horizontālā virzienā. Arī struktūru apakšējo daļu aizpilda māls. Struktūru iekšienē ir plaši izplatīts šūnveida dolomīts ar māla aizpildījumu starp ieapaļajām dolomīta dzīslām, kas visvairāk izpaužas slāņa vidusdaļā un augšdaļā (4.18. B attēls). Citas struktūras savukārt ir mazākas, 20-40 cm garas un dažus centimetrus platas. Neliela izmēra struktūras parasti ir lineāras, aizpildītas ar māliem, bet bez dolomīta šūnveida tekstūras, un slānī izplatītas dažādos hipsometriskajos līmeņos.

Blokveida dolomītā izplatītas arī zonas, kur dolomītam ir sīkslāņota tekstūra. Pēc uzbūves un neviendabīgās izplatības tās ir tādas pašas kā zemāk 2. slāņa plātņainajā dolomītā izplatītās sīkjslotās tekstūras – iecirkņi ar viļņoti sīkslāņotu tekstūru (individuālo kārtiņu biezums ir milimetru daļas) ir 1-2 mm līdz 1 cm biezi un 1-10 cm gari. Tomēr šajos, 3. slāņa, blokveida dolomītos sīkjslototo tekstūru zonas ir izplatītas biežāk un robežojas ar slānī bieži sastopamajām nelielām pizolītu zonām (4.18. C attēls).

Pizoīdu sakopojumi sastāv no blīvi izplatītiem pizoīdiem, kuru izmēri ir ap 1 mm un mazāki, tomēr šie graudi nav ooīdi, jo tiem nav tik regulāra forma un pareizi koncentriskā uzbūve kāda parasti raksturīga ooīdiem (piemēram, Tucker, Wright, 1990). Nīkrāces ridā, 3. slānī, pizolītu zonas ir griezumā neizturētas, ar ieliektu un izliektu formu, kā arī mainīgiem izmēriem (no dažiem milimetriem līdz 5 cm garumā un 5-10 cm platumā), līdz ar to pizolītu zonas blokveida dolomītā ir nedaudz lielākas nekā pagulošajā 2. slānī. Vietām dolomītā izplatīti arī atsevišķi pizoīdi un litoklasti, kā arī dažus milimetrus platas un vairākus centimetrus garas māla dzīslas un ar māliem aizpildītas dolomīta šūnveida tekstūras. Konstatētas arī iespējamās rizoīdu pazīmes dažus milimetrus garu zarotu josliņu veidā.

4. slānis. Dolomīts, plātņains, mehāniski neizturīgs. Šis slānis veido Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas virsējo daļu 1 m biezumā (4.17. attēls). Slānī bieži izsekojamas mālainas lēcas, māla ieslēgumi, dažus milimetrus lielas māla lēciņas, dažus milimetrus platas un vairākus centimetrus garas māla dzīslas. Slānī sastopamas nelielas (izmēros no dažiem milimetriem līdz vairākiem centimetriem), neizturētas pizolītu un litoklastu zonas ar viļņotām robežām, kā arī atsevišķi pizoīdi un litoklasti. Novērojamas arī sīkas kavernas un ar mālu aizpildītas subvertikālas plaisiņas dolomītā, kas veido smalku brekčijveida tekstūru. Vietām novērojamas arī šūnveida dolomīta tekstūras, bet kopumā tās nav tik labi izteiktas kā zemāk iegulošajos slāņos.

4.4.2. Dolokrētu paveidi un karsta pazīmes

Atsegtie Nīkrāces ridas nogulumieži ģenētiski pieskaitāmi pie dolokrētu veidojumiem, uz ko norāda slāņkopas uzbūve un dolokrētiem raksturīgo tekstūru izplatība griezumā (Pipira et al., 2015). Ģeoloģiskajā griezumā raksturīga ir plātņaina un masīva dolomīta nomaiņa, kas atbilstoši dolokrētu klasifikācijai atbilst diviem galvenajiem to veidiem – attiecīgi plātņveida dolokrētiem un masīvajiem dolokrētiem. Abi šie paveidi

atkarībā no atrašanās vietas ģeoloģiskajā griezumā satur bagātīgas pedogēnajiem dolokrētiem raksturīgās pazīmes – pizolītus, sīkslāņotās tekstūras, šūnveida tekstūras, vietām konstatētas arī rizoīdu pazīmes. Uz slāņkopas veidošanos virszemes apstākļos norāda arī karsta veidojumu izplatība masīvajos dolokrētos.

Masīvie dolokrēti veido divus horizontus – 1. slānī atseguma pamatnes daļā un 3. slānī atseguma centrālajā daļā. Abi šie horizonti ir skarti karsta procesos. Makro- un mezomorfoloģiskās pazīmes, kas liecina par dolokrētu veidojumiem šajos slāņos, pie tam liecina arī par to pedogēnu izcelsmi, ir 1. slāņa augšējā daļā izplatītie pizoīdi un dolomīta šūnveida tekstūras, savukārt viscaur 3. slānī ir plaši izplatīti gan pizolīti, gan sīkslāņotās tekstūras, kā arī šūnveida dolomīta tekstūras (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009).

Iegarenie un ar mālaino materiālu aizpildītie kabatveida padziļinājumi blokveida dolomītā 1. slāņa augšējā daļā norāda, ka karsta procesi ir skāruši 1. slāņa virsmu nogulumu subaerālas atsegšanās laikā. Šo secinājumu apstiprina tas, ka arī šo ar mālaino materiālu aizpildīto padziļinājumu robeža ar pārsedzošo plātņveida dolomīta slāni ir krasa.

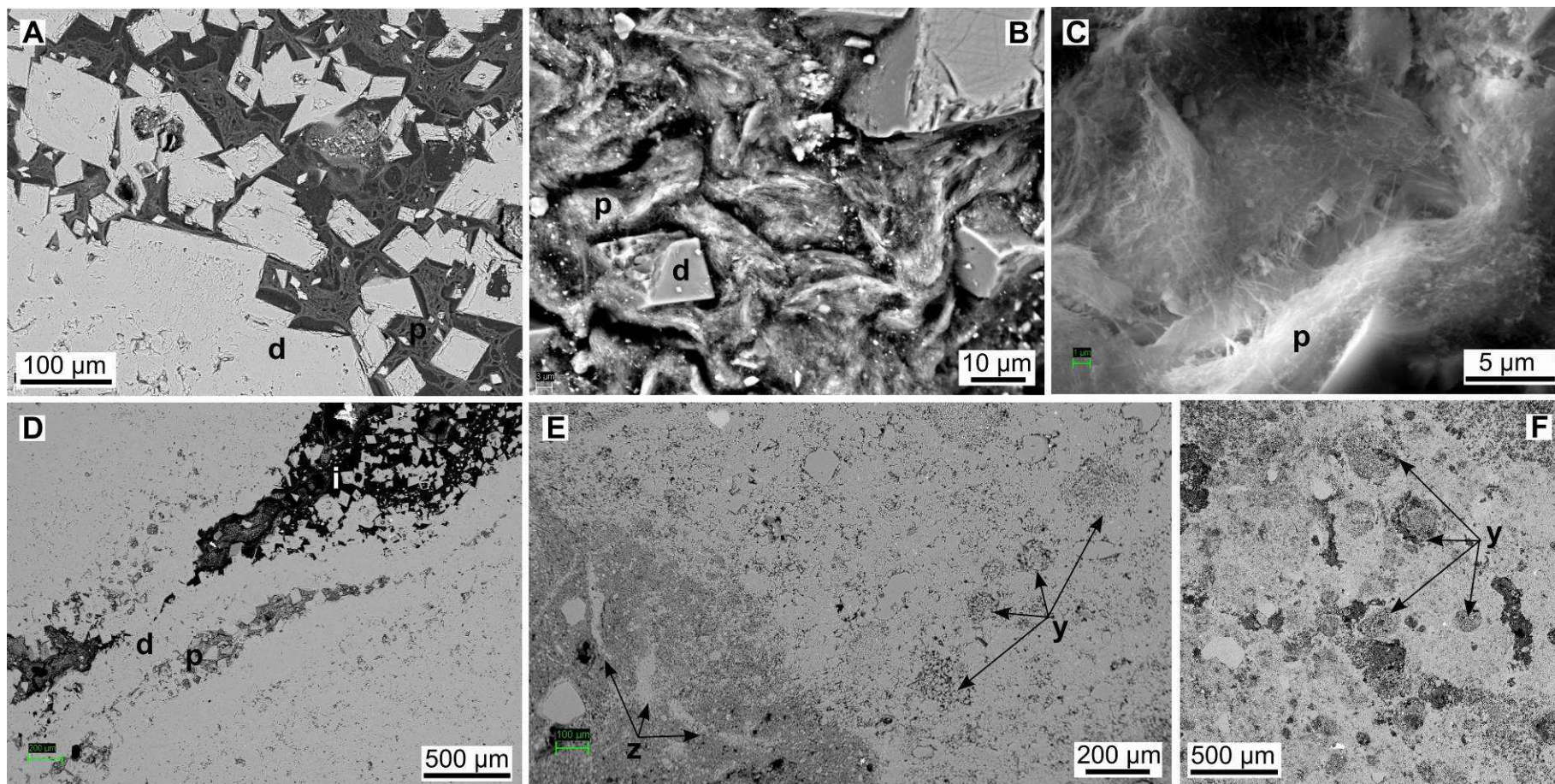
Spēcīga nogulumu subaerālas atsegšanās ietekme izpaužas atsegtās slāņkopas centrālajā daļā – 3. slānī, kas ievērojami skarta karsta procesos. Karsta veidojumi ir subvertikālās ar mālaino materiālu aizpildītās cauruļveida struktūras (4.17. A, B, C attēls), kas vietām masīvo dolokrētu horizontu šķērso gandrīz visā tā 2 m garumā. Cauruļveida struktūras, līdzīgi kā kabatveida padziļinājumi pie 1. slāņa virsmas, virzienā uz leju sašaurinās. Tomēr raksturīgi, ka lielākās cauruļveida struktūras pašā pamatnē krasi paplašinās, veidojot subhorizontāli orientētas elipsoidālas formas, kas aizpildītas ar mālu. Tas norāda uz mālainā materiāla ieskalošānu lielā apjomā un migrāciju uz leju pa cauruļveida struktūrām. Ņemot vērā struktūru lielo garumu, to pamatnes daļā uzkrājies tik liels mālainā materiāla daudzums, ka tas pārvietojies arī subhorizontālā virzienā. Paplašinājumi struktūru pamatnē, domājams, ir uzskatāmi par karsta alu aizmetņiem, kas radušies šo struktūru veidošanās laikā pie seno gruntsūdeņu līmeņa.

Arī plātņveida dolokrēti atsegumā izplatīti divos horizontos – 2. slānī starp masīvo dolokrētu horizontiem (4.17. D attēls) un 4. slānī atseguma augšējā daļā. Uz dolokrētu pedogēnu izcelsmi 2. slānī norāda pizolītu un sīkslāņoto tekstūru asociācija, savukārt 4. slānī vietām novērojami atsevišķi pizoīdi (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009).

4.4.3. Subaerālas atsegšanās mikrotekstūras

Šūnveida tekstūras

Nīkrāces ridas nogulumu mikromorfoloģiskajos pētījumos SEM (Pipira et al., 2015) konstatēts, ka ar šūnveida tekstūrām, kas makroskopiski redzamas atsegumā un pieslīpējumos kā ~1 cm lielas, ar mālu pildītas ieapaļas zonas dolomītā, asociē arī daudz mazākas apaļas formas ~1 mm diametrā. Tās veido porains dolomīts ar mālu poru telpā, un no apkārtējās mikrītiska dolomīta pamatmasas šīs porainās zonas atdala krasas robežas (4.19. A attēls). Dolomīts apaļajās tekstūrās ir ļoti smalkkristālisks līdz smalkkristālisks (30-80 μm) un sastāv no idiomorfiem, asšķautņainiem dolomīta romboedriem, kas liecina uz dolomīta brīviem augšanas apstākļiem un apstiprina šī minerāla autigēnu izcelsmi.



4.19. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu pazīmes SEM uzņēmumos (Pipira et al., 2015): (A) blīvs dolomīts un porains dolomīts ar māla aizpildījumu porās, paraugs S.16; (B) paligorskīta māls starp dolomīta kristāliem, paraugs S.16; (C) paligorskīta šķiedrveida struktūra, paraugs S.16; (D) sīkslāņotā tekstūra, paraugs S.16; (E) mālaina zona ar problemātiskiem rizoīdiem, porains dolomīts ar neliela izmēra problemātiskiem pizoīdiem, paraugs S.15; (F) nelieli, problemātiski pizoīdi dolomītā, paraugs S.15.

Apzīmējumi: d – dolomīts; p – paligorskīts; z – rizoīdi; y – pizoīdi.

Figure 4.19. Features of dolomites of the Nīkrāce Member, the Šķervelis Formation, in SEM photomicrographs (Pipira et al., 2015): (A) dense dolomite and porous dolomite with clay infilling between crystals, sample S.16; (B) palygoskite clay between dolomite crystals, sample S.16; (C) fibrous fabric of palygoskite, sample S.16; (D) finely laminar structure, sample S.16; (E) clayey zone with problematic rhizoids and porous dolomite with problematic small-size pisoids, sample S.15; (F) problematic small-size pisoids in dolomite, sample S.15.

Legend: d – dolomite; p – palygoskite; z – rhizoids; y – pisoids.

Vietām dolomīta kristālos ir apaļi, ar minerālo materiālu neaizpildīti padziļinājumi 10-30 μm diametrā (4.19. A attēls), kas, domājams, veidojušies dolomīta šķīšanas rezultātā. Dolomīta kristālu šķīšana no iekšpuses Latvijas devona nogulumiežos ir atzīmēta iepriekš (Stinkulis, 1998). Kā mikrītā, tā arī dolomītā ar lielākiem kristālu izmēriem ir nevienmērīgi izplatīti arī neregulāras formas K-laukšpata un kvarca drupu graudi.

Poru telpu aizpilda māls, galvenokārt paligorskīts, un SEM redzams, ka paligorskīta šķiedras pāraug dolomīta kristālus, virs tiem veidojot tīklu (4.19. A-C attēls). Paligorskīts SEM attēlos identificēts ne tikai pēc tam tipiskās šķiedrainās struktūras, bet arī izmantojot elektronu mikrozonas analīzi un māla minerālu identifikāciju ar XRD metodi, kā tas raksturots turpmākajā nodaļā. Paligorskīta klātbūtne dolomīta poru telpā raksturīga viscaur griezumā.

Sīkslāņotās tekstūras

Stipri viļņoto, ieliekto un izliekto sīkslāņoto tekstūru zonas ir izplatītas 2. slāņa plātņveida dolomītā un 3. slāņa blokveida dolomītā. Šo dolomītu tekstūru nosaka mikromēroga josliņu mija (4.19. D attēls). SEM uzņēmumos identificējams, ka atsevišķo josliņu biezums ir no 10-20 μm līdz 1 mm, bet vidēji josliņas ir aptuveni 200 μm biezas, un to biezums ievērojami mainās ne tikai starp dažāda sastāva josliņām, bet arī atsevišķo josliņu ietvaros. Sīkslāņoto tekstūru galvenokārt nosaka šādu kārtiņu bieža nomaiņa:

- blīvs mikrītisks (gan mikrokristālisks, gan slēptkristālisks) dolomīts;
- porains dolomīts ar ļoti smalkkristāliska līdz smalkkristāliska izmēra (līdz 100 μm) idiomorfiem, asšķautņainiem romboedriskiem kristāliem un ar mālu aizpildījumu poru telpā;
- māli ar tajos bieži izplatītu ļoti smalkkristālisku līdz smalkkristālisku dolomītu.

Biezākās mālainajās josliņās un plašākās porainā dolomīta zonās poru telpa parasti ir aizpildīta ar illīta un jauktslāņu illīta-smektīta māliem ar vizlas un paligorskīta piejaukumu. Nereti sastopamas atsevišķas josliņas, pārsvarā plānākās no tām, kurās klastisko materiālu veido galvenokārt paligorskīta māls. Paligorskītam ir šķiedraina struktūra un tas ne tikai aizpilda telpu starp dolomīta kristāliem, bet tā šķiedras klāj arī pašus dolomīta kristālus. Šie fakti norāda uz paligorskīta autigēno izcelsmi, augot uz vietas (*in situ*) dolomīta poru telpā (Pipira et al., 2015).

Sīkslāņoto zonu klātbūtne kalkrētos un attiecīgi arī dolokrētos norāda uz to veidošanos subaerālos apstākļos aerācijas zonā neatkarīgi no tā vai to izcelsme ir abiogēna vai biogēna (Wright, Tucker, 2009). Paligorskīts var veidoties pedogēnos apstākļos arīdā un semiarīdā klimatā un paligorskīta šķiedras, kas pāraug dolomīta kristālus, liecina par tā augšanu aerācijas zonā (Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014).

Pizoīdi

Atsegumā un pieslīpējumos novērotās sīkslāņotās tekstūras robežojas ar pizolītu zonām (4.18. C-E attēls), kur atsevišķo pizoīdu diametrs <1 mm, bet ar SEM palīdzību novērots, ka ar sīkslāņotajām tekstūrām dolomītā asociē nelieli, 50-500 μm diametrā, apaļi veidojumi, kas pēc uzbūves līdzinās pizoīdiem (4.19. E, F attēls). Tie sastāv no drupu materiāla ar dolomīta mikrīta apvalku. Mikrīta apvalks ap pizoīdiem var norādīt, ka mikrobioloģiskajai aktivitātei bija ietekme uz to veidošanos, kas ir tipiski pedogēnas izcelsmes pizoīdiem (Alonso-Zarza, 2003; Tucker, Wright, 1990).

Rizoīdi

Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas pedogēno/biogēno izcelsmi daļēji apstiprina SEM uzņēmumos diagnosticētās zonas ar atsevišķiem lineāriem vai viegli izliektiem 100-150 μm gariem un ~10 μm platiem veidojumiem (4.19. E attēls) – iespējamajiem rizoīdiem (Zhou, Chafez, 2009; Wright, Tucker, 2009).

4.4.4. Minerālais sastāvs

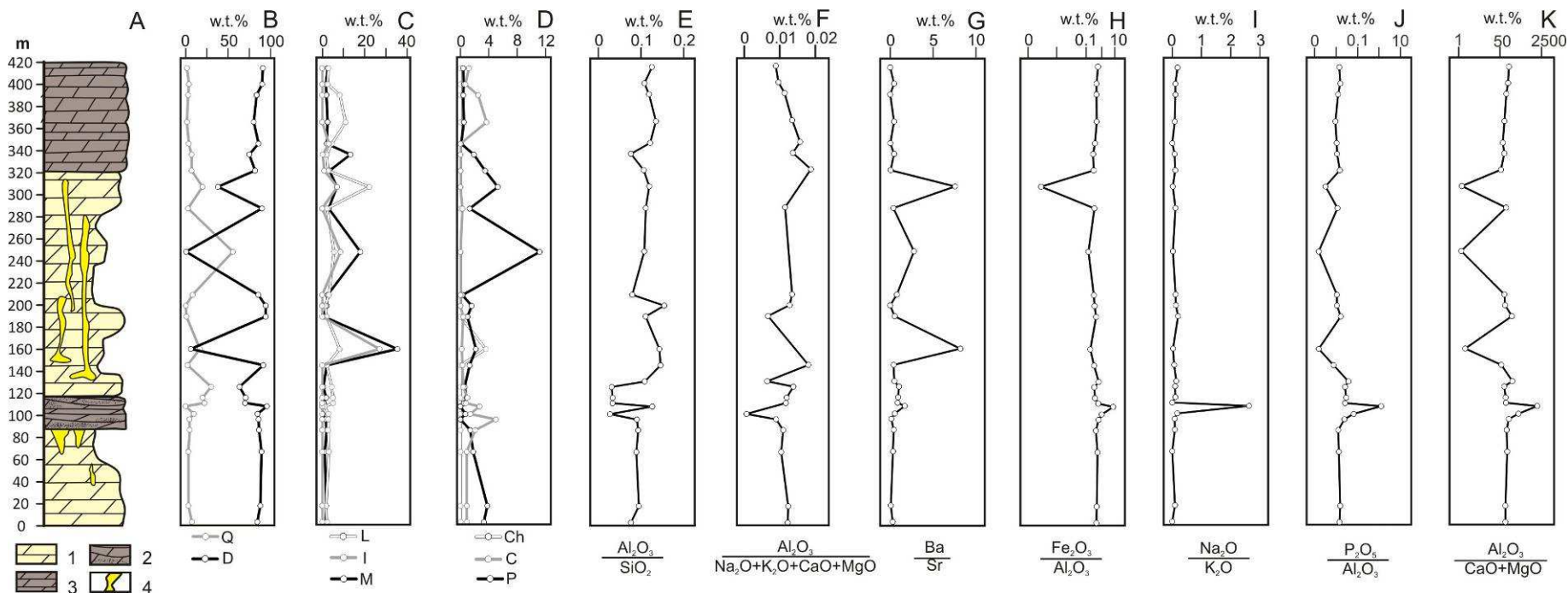
Pētītā Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas slāņkopa sastāv pārsvarā no dolomīta un kvarca drupu graudiem, kur dolomīts sastāda 64–96% un kvarcs 2–30%, bet K-laukšpats, muskovīts, illīts un jaukstlāņu illīta-smektīts ir nelielu piejaukumu veidā. Atsevišķos paraugos nelielā daudzumā identificēti arī kalcīts un hlorīts. Paaugstināts SiO₂ saturs – līdz 30% – diagnosticēts 2. slānī (griezumā pie 110 cm atzīmes no atseguma pamatnes), kur plātņainajā dolomītā izplatīti krama veidojumi, kā arī dolomītmilti (4.20. B-D attēls). Šajā gadījumā nav atzīmējams paaugstināts drupu materiāla, bet gan autigēnā silīcija dioksīda daudzums.

Kvarca, laukšpata, muskovīta, kā arī illīta un jaukstlāņu illīta-smektīta izcelsme ir detritiska. Savukārt kalcīts, kas lielākā daudzumā (līdz 4-5%) konstatēts abos plātņveida dolomītu slāņos, domājams, veidojies vēlīnos pēcsedimentācijas procesos. Šādu procesu darbību apstiprina 2. un 4. slānī iegulošā dolomīta zemā cietība un dolomītmiltu izplatība 2. slānī – šīs pazīmes veidojušās iežu dēdēšanas rezultātā.

Krasi atšķirīgs minerālais sastāvs ir trīs paraugos, kas raksturo cauruļveida struktūru mālaino aizpildījumu šūnveida dolomītā (160, 250 and 310 cm no atseguma pamatnes) (4.20. B-D attēls). To minerālais sastāvs ir šāds: kvarcs, dolomīts, kālija laukšpats, muskovīts, no māla minerāliem – illīts, jaukstlāņu illīta-smektīts, kā arī paligorskīts (4.21. attēls). Vietām identificējamā daudzumā (<3%) sastopams arī hlorīts.

Paligorskīta saturs cauruļveida struktūru mālainajā aizpildījumā šūnveida dolomītā sasniedz 11%. Paligorskīta klātbūtni apstiprina arī paraugu uzņēmumi SEM (4.19. B, C attēls), kā tas raksturots jau iepriekš.

Lai gan paligorskīts visplašāk un visaugstākajā koncentrācijā ir izplatīts 1. un 3. slānī (4.20. D attēls) – iegarenajās cauruļveida struktūrās asociācijā ar dolomīta šūnveida tekstūrām un arī sīkslāņotajām tekstūrām –, tomēr tā klātbūtne dažādā daudzumā dolomīta poru telpas aizpildījumā identificēta viscaur ģeoloģiskajā griezumā, ko pierāda XRD analīze (4.21. attēls) apvienojumā ar SEM un elektronu mikrozonas analīzi (4.19. A-C attēls).

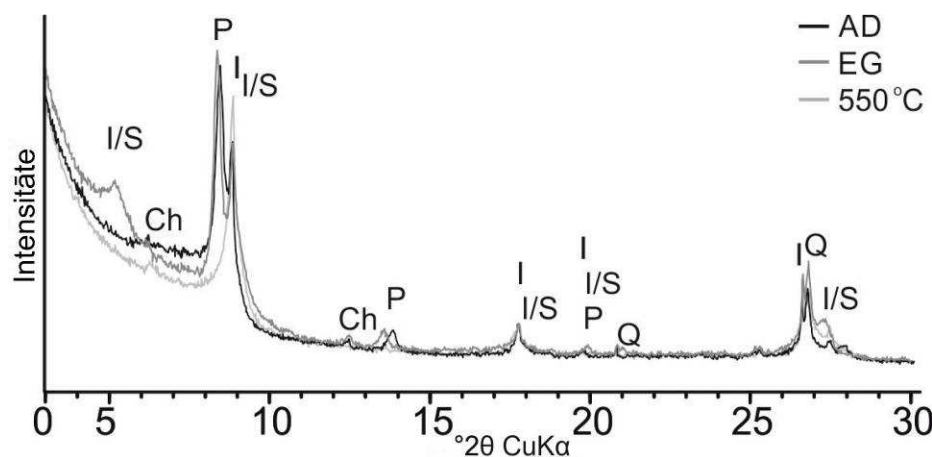


4.20. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu minerālais sastāvs un ģeokīmiskie parametri (Pipira et al., 2015): (A) shematisks Nīkrāces ridas ģeoloģiskais griezum; (B-D) minerālais sastāvs; (E) mālainība; (F) bāziskos oksīdus veidojošo elementu zudums; (G) izskalošanās; (H) dzelzs saturs; (I) sāļums; (J) fosfora saturs; (K) kalcifikācija.

Apzīmējumi: 1- blokveida dolomīts; 2 – plātņveida dolomīts; 3 – plātņveida dolomīts ar dolomītmiltiem un krama konkrēcijām; 4 – cauruļveida struktūras dolomītā ar māla aizpildījumu dolomīta šūnās; Q – kvarcs; D – dolomīts; F – laukšpats; I – illīts un jauktslāņu illīts-smekīts; M – muskovīts; Ch – hlorīts; C – kalcīts; P – palygorskīts.

Figure 4.20. Mineral composition and geochemical parameters of deposits of the Nīkrāce Member, the Šķerveļi Formation (Pipira et al., 2015): (A) generalized geological section of the Nīkrāce Member; (B-D) mineral composition; (E) clayiness; (F) base loss; (G) leaching; (H) iron content; (I) salinization; (J) phosphorous content; (K) calcification.

Legend: 1 – massive dolomite; 2 – platy dolomite with dololomite and chert; 3 – platy dolomite; 4 – pipe-like textures in dolomite; „pipes” contain honeycomb structures and clay infilling; Q – quartz; D – dolomite; F – feldspar; I – illite and mixed-layered illite-smectite; M – muscovite; Ch – chlorite; C – calcite; P – palygorskite.



4.21. attēls. Māla minerālu sastāvs dolomīta cauruļveida struktūru mālainajā aizpildījumā rentgendifraktogrammā, paraugs S.20 (Pipira et al., 2015).

Apzīmējumi: AD – teksturēts neapstrādāts paraugs, EG – ar etilēnglikolu apstrādāts paraugs; 550 °C – 550 °C temperatūrā karsēts paraugs; I – illīts, I/S – illīts-smektīts, Ch – hlorīts, P – paligorskīts; Q – kvarcs.

Figure 4.21. Composition of clay minerals within clayey infill of dolomite pipe-like textures, XRD data; sample S.20 (Pipira et al., 2015).

Legend: AD – oriented untreated sample, EG – sample treated with ethylene glycol ; 550 °C – sample heated in 550 °C; I – illite, I/S – mixed-layered illite smectite, Ch – chlorite, P – palygorskite; Q – quartz.

4.4.5. Ķīmiskais sastāvs

Tā kā Šķerveļa svītas Nīkrāces ridu veido galvenokārt dolomīts, nogulumu ķīmiskais sastāvs pēc XRF datiem (Pipira et al., 2015) ir visai homogēns un karbonātisks – ar augstu Mg un Ca saturu (4.20. K attēls). Tomēr, līdzīgi kā minerālā sastāva gadījumā, nogulumu ķīmiskā sastāva izmaiņas griezumā vislabāk izpaužas divos griezuma intervālos un ir saistāmas galvenokārt ar mālainā materiāla izplatību cauruļveida struktūrās blokveida dolomītā 3. slānī, kā arī krama veidojumu un dolomītmiltu izplatību plātņveida dolomīta 2. slānī.

Augstāks Ca saturs ir tajās griezuma daļās, kur pēc XRD datiem identificēts kalcīts. Mg saturs mālainajos paraugos, kuru minerālajā sastāvā nedominē dolomīts, raksturo paligorskīta klātbūtni, kas lielākās koncentrācijās konstatēts karsta procesu skartajās zonās, kas pildītas ar mālaino materiālu. Paligorskīta satura pieaugums ir raksturīgs karsta procesu skartajām zonām, kas pildītas ar mālaino materiālu. K saturs nogulumos ir cieši saistīts ar kālija laukšpata un vizlas izplatību griezumā, tādējādi arī saistīts ar mālainā materiāla izplatību. Ar kvarca un alumosilikātu izplatību korelē arī Si saturs, bet ar alumosilikātu izplatību – arī Al saturs (4.20. E, H attēls).

Karsta procesu laikā notiek būtiska karbonātu minerālu šķīšana un drupu materiāla pārskalošana, kas atspoguļojas kā samazināts karbonātu saturs un palielināts alumosilikātu saturs. To raksturo bāziskos oksīdus veidojošo elementu zuduma (*base loss*) parametrs – Al_2O_3 kopējā satura attiecība pret Na_2O , K_2O , CaO un MgO kopējo saturu (4.20. F attēls). Tomēr Nīkrāces ridas slāņkopā šī analīze neuzrāda likumsakarīgus rezultātus nodalītajos dolokrētu slāņos, izņemot to, ka augšējā (4.) slānī alumīnija oksīda saturs lineāri pieaug uz leju, kas apliecina pēcsedimentācijas procesu (šķīšanas) ietekmi no augšas jau pēc atsegumā pārstāvētās Nīkrāces ridas daļas izveidošanās.

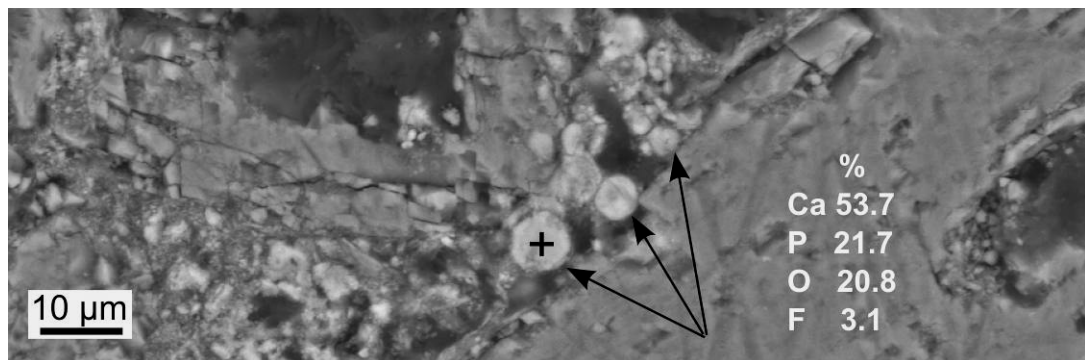
Karsta procesu skartās zonas ģeoloģiskā griezuma daļās ģeoķīmiskā sastāva līknēs identificējamās pēc Ba un Sr satura attiecības (4.20. G attēls), kas raksturo ķīmisko elementu izskalošanos nogulumos. Griezumā Sr saturs svārstās no 80 līdz 103 ppm (g/t) robežās (vidēji 100 ppm). Savukārt visos trijos paraugos, kas atbilst mālainajam

aizpildījumam iegarenajās cauruļveida struktūrās 3. slāņa masīvajos dolokrētos, Sr vērtības samazinās zem 40-30 ppm, tā atspoguļojot nogulumu izskalošanos un karsta procesu ietekmi. Sr saturs samazināšanās ir raksturīga ģeoloģisko griezumū daļām zem subaerālās atsegšanās virsmām (Railsback et al., 2003). Stroncija saturs samazināšanos mālainajos nogulumos, salīdzinot ar dolomītiem, iespējams, nosaka arī šī elementa lielāks saturs karbonātu kristālrežģī, salīdzinot ar māliem.

Karsta procesu skartajās zonās 3-4 reizes palielinās Ti, Fe, Zn, Mn un Ba saturs, kas skaidrojams ar to, ka augstāks šo elementu saturs raksturīgs māliem, nevis dolomītiem. Šo elementu saturs palielināšanās karsta struktūru mālainajā aizpildījumā varētu būt saistīta arī ar minēto elementu ieskalošanu no seno augsnes profilu virsējās daļas, kur tie bija koncentrējušies ķīmiskās dēdēšanas rezultātā.

Visam plātņveida dolokrētu 2. slānim raksturīgs izturēti augsts Si un zems Al saturs, kas norāda uz kvarcu (kramu), bet ne uz māla minerāliem. Šajā slānī bagātīgi izplatīti autigēnā silīcija veidojumi ieslēgumu un krama konkrēciju veidā (izņēmums ir paraugs ar visaugstāko dolomīta saturu S.5, kas ņemts pie 107 cm atzīmes no atseguma apakšas). Augstais SiO₂ saturs, ko nosaka tieši autigēnā silīcija dioksīda (krama) klātbūtne nogulumos, norāda uz plātņveida dolokrētu attīstību subaerālās dēdēšanas profilā (Smith et al., 1997). Al₂O₃ un SiO₂ attiecība arī apstiprina zemo mālainā materiāla saturu 2. slānī (4.20. E attēls).

Liela nozīme, lai izvērtētu subaerālās atsegšanās virsmu klātbūtni Nīkrāces ridas slāņkopā, ir arī P vērtībām. P saturs, lai gan kopumā slāņkopā ir tuvu šī elementa noteikšanas limitam, 2. slāņa plātņveida dolokrētu paraugā ar visaugstāko dolomīta saturu (S.5 pie 107 cm no atseguma apakšas) pieaug līdz 0.065 ppm (4.20. J attēls). Minētajā paraugā arī SEM identificēti rentgenamorfi fosforu saturoša minerāla veidojumi, kuru ķīmiskā sastāva noteikšanai pielietota elektronu mikrozondes analīze. Šie veidojumi izpaužas kā sīkas lodītes 1-5 μm diametrā ar P saturu ~20% (4.22. attēls). Lodītes izplatītas dēdējušā dolomītā ar izteiktām šķīšanas pazīmēm, kas atbilst augstajam dolomītmiltu saturam 2. slānī.



4.22. attēls. Amorfā fosfāta lodītes dēdējušā dolomītā SEM, paraugs S.5 (Pipira et al., 2015).

Apzīmējumi: bultas – P saturošas lodītes; + – elektronu mikrozondes analīzes vieta, kur noteikts ķīmiskais sastāvs.

Figure 4.22. Globules of amorphous phosphate in weathered dolomite in SEM photomicrograph, sample S.5 (Pipira et al., 2015).

Legend: arrows – P-containing globules; + – sampling place by microprobe where chemical composition is determined.

Paaugstināts fosfora daudzums ir raksturīga pazīme nogulumos pie subaerālās atsegšanās virsmām, un fosfora koncentrēšanās notiek sedimentācijas pārtraukuma laikā. Nīkrāces ridas dolomītos identificētajām līdzīgu sfērisku nano-, mikromēroga P saturošu

karbonātiskas lodītes raksturotas arī citos karbonātiežu pētījumos (Sánchez-Román et al., 2011). Uzskata, ka šāda veida lodītes veidojas aerobos apstākļos un to izcelsme tiek saistīta ar mikrobioloģisko ietekmi (Sánchez-Román et al., 2011).

Sāļuma vērtība, kas trīsreiz pārsniedz citos slāņos konstatētās šī parametra vērtības, konstatēta 2. slānī vienā paraugā (4.20. I attēls). Nātriju, kalciju un magniju no laukšpatiem un vizlas izšķīdina ātrāk nekā kāliju (Nesbitt et al., 1980), tādēļ $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ("sāļuma" parametru) var izmantot kā kritēriju iežu šķīšanas novērtēšanai dēdēšanas un augšņu izveides procesos (Kumarevel et al., 2009). Daļu 2. slāņa dolomītu tādējādi šķīšana dēdēšanas procesos ir skārusi mazākā mērā, nekā citus analizētos iežus. Tomēr $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ satura anomālija ir konstatēta tikai vienā paraugā, tādēļ interpretācija ir neviennozīmīga.

4.4.6. Stabilo izotopu attiecības

Oglekļa un skābekļa stabilo izotopu attiecību vērtības Nīkrāces ridas dolomīta slāņkopā mainās šādi: $\delta^{13}\text{C}$ no $-6,09\text{‰}$ līdz $-2,98\text{‰}$ (vidēji $-5,03\text{‰}$) un $\delta^{18}\text{O}$ no $-3,28\text{‰}$ līdz $+0,97\text{‰}$ (vidēji $-1,98\text{‰}$) (Pipira et al., 2015). Pēc izotopu līknēm griezumā nodalāmi 4 intervāli ar $\delta^{13}\text{C}$ un $\delta^{18}\text{O}$ vērtību izmaiņām, kas sakrīt ar Nīkrāces ridas griezumā izdalītajiem slāņiem (4.23. attēls).

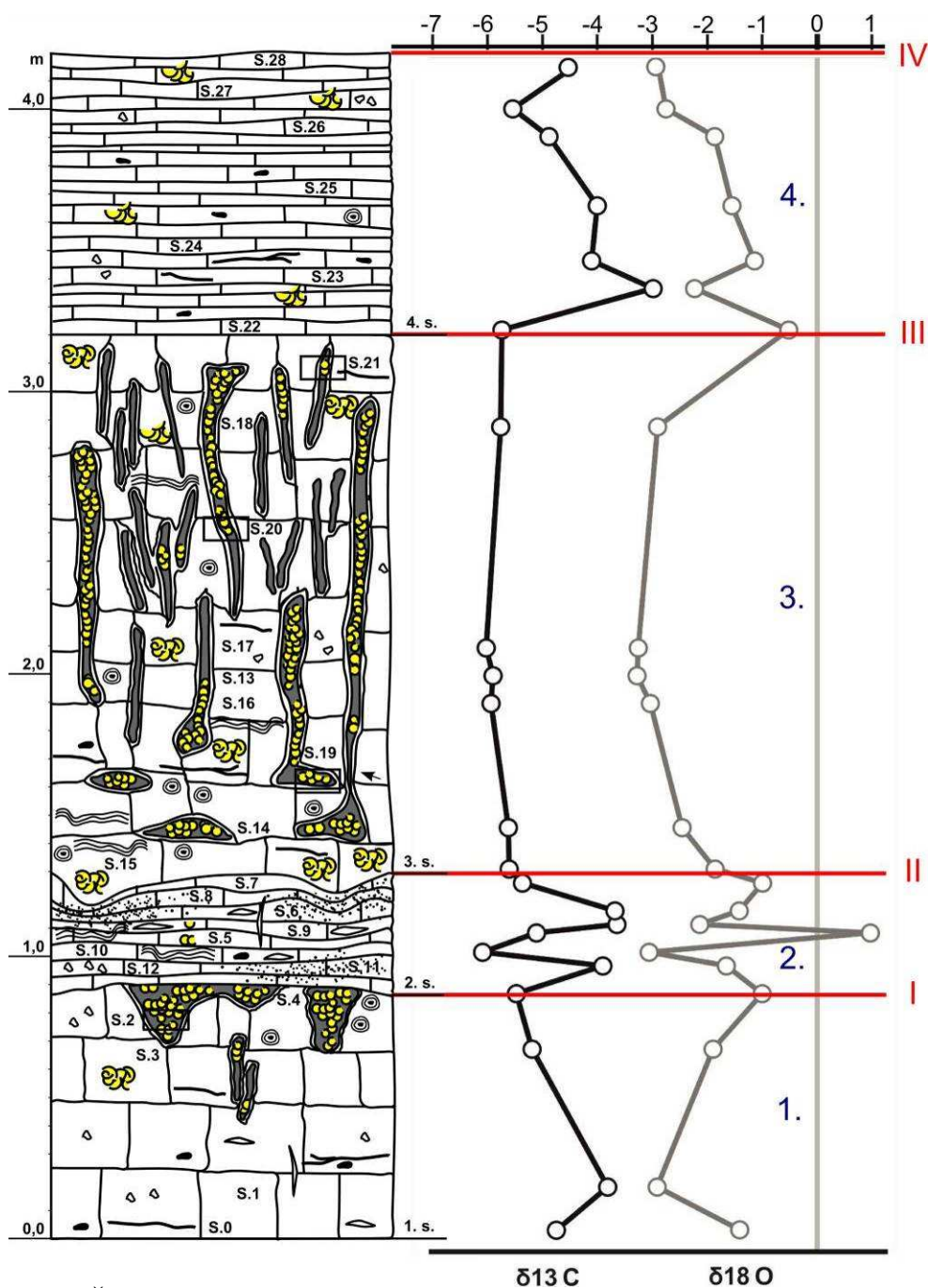
1) No 1. – blokveida dolomīta – slāņa pamatnes daļas līdz 1. un 2. slāņa robežai (pie 85 cm atzīmes) $\delta^{13}\text{C}$ mainās no $-3,81\text{‰}$ līdz $-5,48\text{‰}$ un $\delta^{18}\text{O}$ no $-2,91\text{‰}$ līdz $-1,00\text{‰}$ (4.23. attēls, 1. intervāls). $\delta^{13}\text{C}$ samazināšanās un $\delta^{18}\text{O}$ paaugstināšanās tendence virzienā no dziļāk iegulošām slāņkopām uz augšu raksturīga virzienam uz subaerālās atsegšanās virsmām (Allan, Matthews, 1982; Goldstein, 1991). Tas sakrīt arī ar iegareno karsta piltuvēm līdzīgo struktūru, kas pildītas ar šūnveida dolomītu un paligorskītu saturošu mālu, izplatību dolomītā 1. slāņa augšējā daļā tieši zem slāņa virsmas (Pipira et al., 2015).

2) Visā 2. slānī, ko veido plātņains dolomīts ar dolomītmiltiem un krama veidojumiem, raksturīgas ievērojamas stabilo izotopu vērtību svārstības. Taču kopumā, salīdzinot ar pagulošo 1. slāni un pārsedzošo 3. slāni, ir raksturīga tendence, ka $\delta^{13}\text{C}$ vērtības ir relatīvi augstas un attiecīgi $\delta^{18}\text{O}$ vērtības – relatīvi zemas (4.23. attēls, 2. intervāls). Savukārt izteikti zemu $\delta^{13}\text{C}$ vērtību un augstu $\delta^{18}\text{O}$ vērtību pīķi raksturīgi slāņa centrālajā daļā un tieši zem robežas ar 3. slāni (Pipira et al., 2015).

$\delta^{13}\text{C}$ vērtības šajā slānī gan ir negatīvas, līdzīgi visiem analizētajiem paraugiem, taču paaugstinās līdz $-3,73\text{‰}$ un tieši 2. slānī ir vislielākais analizēto paraugu (kopskaitā 4) īpatsvars ar līdzīgi augstām ^{13}C vērtībām. Tomēr paraugā S.5 pie 100 cm atzīmes griezumā konstatēts nozīmīgs $\delta^{13}\text{C}$ satura minimums – $-6,06\text{‰}$, kas galvenokārt nosaka $\delta^{13}\text{C}$ līknes mainību 2. slāņa intervālā. Zems ^{13}C saturs, tādēļ arī negatīvas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības ir arī nedaudz augstāk griezumā pie 107 cm atzīmes – $-5,11\text{‰}$.

Pie tam zems ^{13}C saturs konstatēts arī 2. slāņa pašā augšējā daļā tieši zem 3. slāņa, un tur ir zemas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības – $-5,37\text{‰}$. Tā kā 3. slāni ir skārusi šķīšana un karsta procesi, šī ^{13}C zemā vērtība, domājams, jau atspoguļo oglekļa satura vērtības 3. slāņa nogulumos.

Savukārt $\delta^{18}\text{O}$ vērtības slānī kopumā ir zemas no $-3,06\text{‰}$ līdz $-1,42\text{‰}$, taču ievērojamās $\delta^{18}\text{O}$ līknes variācijas veido pozitīvo vērtību pīķi pie 107 cm atzīmes griezumā, kur $\delta^{18}\text{O}$ vērtība sasniedz $0,97\text{‰}$. Relatīvi augsts ^{18}O saturs konstatēts netālu no robežas ar 3. slāni pie 125 cm atzīmes, un tur $\delta^{18}\text{O}$ ir $-0,99\text{‰}$.



4.23. attēls. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu griezumā ar stabilo izotopu līknēm dolomītu paraugiem (Pipira et al., 2015).

Apzīmējumi: 1-4 – pēc stabilo izotopu izmaiņām nodalītie intervāli ģeoloģiskajā griezumā, kuri precīzi sakrīt ar griezumā nodalītajiem slāņiem; I-IV – subaerālās atsegšanās virsmas.

Figure 4.23. Geological section of dolomites of the Nīkrāce Member, the Šķerveļis Formation, with stable isotope curves for dolomite samples (Pipira et al., 2015).

Legend: 1-4 – intervals divided in geological section according to stable isotope curve patterns. These intervals precisely conform with the beds divided in the section; I-IV – subaerial exposure surfaces.

3) Blokveida dolomītos 3. slānī, ko viscaur šķērso iegarenās cauruļveida struktūras ar šūnveida dolomīta tekstūrām un paligorskītu saturoša māla aizpildījumu, raksturīgas stabili zemas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības – no $-6,02\text{‰}$ līdz $-5,62\text{‰}$ (4.23. attēls, 3. intervāls). Pazeminātais ^{13}C saturs skaidrojams ar iegareno struktūru attīstību karsta procesos subaerālās atsegšanās laikā, kad caur augsni pagulošajos iežos infiltrējušies virszemes

ūdeņi ar augstu vieglā oglekļa izotopa ^{12}C saturu, ko ietekmēja augsnes augu ogleklis (Railsback et al., 2003).

Izotopa ^{18}O saturs 3. slānī kopumā mainās līdzīgi ^{13}C saturam, un tas nesakrīt ar smago skābekļa un oglekļa izotopu pretējām izmaiņu tendencēm, kas aprakstītas literatūrā kā raksturīgas karbonātiskajām augsnēm virzienā profila no apakšas uz augšu (Goldstein, 1991; Railsback et al., 2003). Stabilo izotopu attiecības $\delta^{18}\text{O}$, tāpat kā attiecības $\delta^{13}\text{C}$ vērtības viscaur slānī ir salīdzinoši negatīvas un stabilas – $\delta^{18}\text{O}$ no $-3,28\text{‰}$ līdz $-1,86\text{‰}$, tikai slāņa augšējā daļā paaugstinoties līdz $-0,52\text{‰}$ (Pipira et al., 2015). Domājams, šīs $\delta^{18}\text{O}$ vērtības skaidrojamas ar to, ka skābekļa izotopu sastāvs slāņkopā varētu būt ietekmēts arī vēlākos iežu dēdēšanas procesos, ko arī apstiprina slānī izveidojušās karsta struktūras. Skābekļa izotopu attiecības daudz vieglāk nekā oglekļa izotopu attiecības mainās iežu pēcsedimentācijas procesos (Fairchild et al., 1990; Melezhik et al., 2004). Karsta procesu rezultātā ar drupu materiālu bagātinātais 3. slānis, kurā pie tam izveidojušās porainās dolomīta šūnveida tekstūras, bija ar labākām filtrācijas īpašībām un tādējādi tas bija arī vieglāk pakļauts sekojošiem dēdēšanas procesiem. Tādējādi $\delta^{18}\text{O}$ vērtības, iespējams, daļēji atspoguļo arī to šķīdumu sastāvu, kas ietekmējuši 3. slāņa iežus vēlīnajos pēcsedimentācijas procesos (Fairchild et al., 1990; Melezhik et al., 2004).

4) Plātņainajos dolomītos 4. slānī (4.23. attēls, 4. intervāls) atseguma augšējā daļā $\delta^{13}\text{C}$ vērtības kopumā ir augstākas nekā pagulošajā karsta procesu skartajā 3. slānī. Vienlaikus $\delta^{13}\text{C}$ vērtības pakāpeniski mainās no augstākām uz zemākām virzienā uz augšu – no $-2,98\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ slāņa apakšējā daļā līdz $-5,54\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ slāņa augšējā daļā. Šāds līknes raksturs atspoguļo virzienu uz subaerālās atsegšanās virsmu (Goldstein, 1991). Līdzīgi kā 3. slānī, arī šeit $\delta^{18}\text{O}$ līkne nav vis pretēja $\delta^{13}\text{C}$ līknei, kā norādīts literatūras avotos attiecībā uz subaerālās atsegšanās virsmām (Goldstein, 1991; Railsback et al., 2003), bet gan „kopē” $\delta^{13}\text{C}$ līkni. Domājams, ka $\delta^{13}\text{C}$ līkne ataino nogulumu atrašanos virszemei tuvos apstākļos Nīkrāces laikposma beigās. Slāņkopai atsedzoties, tuvāk Zemes virspusei bija izteiktāka iežu bagātināšanās ar ^{12}C no augu valsts produktiem, kas skaidro ^{13}C vērtību samazināšanos slānī virzienā uz augšu (Railsback et al., 2003). Savukārt, $\delta^{18}\text{O}$ līknes raksturu ietekmēja vēlāki pēcsedimentācijas procesi, kuri varēja sevišķi intensīvi izpausties 4. slānī – dolomītu slāņkopas virsējā daļā (Pipira et al., 2015).

4.4.7. Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās apstākļi

Balstoties uz ģeoloģiskā griezumā pētījumiem atsegumā, pieslīpējumu un SEM datiem, minerālā, ķīmiskā un stabilo izotopu sastāva analizēm, iespējams spriest par atsegtās Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas slāņkopas veidošanās gaitu (Pipira et al., 2015).

Masīvie dolokrēti 1. slānī

Masīvo dolokrētu 1. slānis ticis atsegts Zemes virspusē (4.23. attēls, I), par ko liecina gan stabilo izotopu sastāva līkņu raksturs (negatīvas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības, kas ievērojami pazeminās virzienā uz slāņa augšu), gan arī tas, ka slāņkopas virsma ir tikusi pakļauta karsta procesiem, kas izpaužas kā iegareni, ar mālu aizpildīti karsta kabatu veidojumi blokveida dolomītā pie slāņa virsmas. Uz virszemei tuviem apstākļiem norāda arī vietām sastopamie pizoīdi. Subareālu atsegšanos apstiprina arī kabatveida padziļinājumus aizpildošais šūnveida dolomīts un paligorskīts mālainajos nogulumos.

Tā kā šūnveida tekstūru izveidei nepieciešami tukšumi iežos (Wright, Tucker, 2009; Pfeiffer et al., 2011), tad, domājams, tās attīstījās pēc karsta procesiem, kad karsta

procesos izveidojušās ar mālu aizpildītās struktūras tika pakļautas žūšanai un mālos izveidojās žūšanas plaisas, kas radīja telpu idiomorfu dolomīta kristālu augšanai un dolomīta dzīslīņu attīstībai. Dolomīta kristālus pārse dz p aligorskīta šķiedras, kas liecina par arīda vai semiarīda klimata apstākļiem un paligorskīta augšanu aerācijas zonā (Bustillo et al., 2002; Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014) un norāda, ka šiem procesiem labvēlīgi virszemes apstākļi valdījuši pietiekami ilgu laiku. Tādējādi šī slāņa subaerālas atsegšanās laikā vien klimatiskie apstākļi ir mainījušies no mitrākjiem, kad norisinājās karsta procesi, uz sausākjiem, kad karsta veidojumos attīstījās dolomīta dzīslīņas un veidojās paligorskīts. Arī stabilo izotopu līknes norāda uz virszemes tuvumu virzienā uz slāņa augšu.

Plātņveida dolokrēti 2. slānī

Plātņveida dolokrētu veidošanās visbiežāk tiek attiecināta uz gruntsūdens apstākļiem (Wright, Tucker, 2009) un, iespējams, arī šie dolomīti sākotnēji veidojušies kā gruntsūdens dolokrēti. Taču plātņveida kalkkrēti un dolokrēti veidojas arī pedogēnos apstākļos un ideālā pedogēno kalkkrētu un dolokrētu profilā tie iegul starp zemāk esošo brekčijveida horizontu un augstāk esošo masīvo horizontu (Alonso-Zarza, 2003). Abos gadījumos – vai tie sākotnēji būtu bijuši gruntsūdens dolokrēti, vai veidojušies kā vāji attīstīti pedogēnie dolokrēti, to izveidei bija nepieciešama augstāka Zemes virsmas pozīcija vai augstāks gruntsūdens līmenis nekā laikā, kad veidojās zemāk esošie masīvie dolokrēti. Tātad pēc 1. slāņa subaerālas atsegšanās un tās laikā notikušajiem karsta procesiem un paligorskīta izveides, 2. slāņa nogulumu ir izveidojušies atjaunojoties sedimentācijai. Vēlāk atkal atsedzies jaunizveidotais 2. slānis (4.23. attēls, II), pie tam pietiekami, lai izveidotos pedogēna dolokrētu profila augšdaļai raksturīgās sīkjoslotās tekstūras un pizolītu zonas (Theriault, Desrochers, 1993; Alonso-Zarza, 2003; Candy et al., 2004). Uz to, iespējams, norāda arī autigēnie silīcija dioksīda veidojumi, taču to veidošanās interpretācijas sīkāk apskatītas diskusijas nodaļā. Par biogēnu ietekmi uz plātņveida dolokrētu horizonta attīstības laikā un tādējādi arī nogulumu subaerālu atsegšanos liecina arī iespējamie rizoīdi un dolomītā izplatītās mikromēroga fosfātiskās lodītes (Sánchez-Román et al., 2011).

Masīvie dolokrēti 3. slānī

Pēc subaerālo apstākļu ietekmes, kuras laikā attīstījās 2. slāņa dolokrēti, atjaunojās sedimentācijas procesi un uzkrājās 3. slāņa nogulumu. Masīvos dolokrētus skāruši karsta procesi, kā arī viscaur slānī raksturīgas stabili zemas $\delta^{13}\text{C}$ vērtības. Tas norāda, ka pēc nogulu izkrāšanās slānis ticis pakļauts eksogēnajiem procesiem (4.23. attēls, III) un notikusi ūdeņu migrācija aerācijas zonā. Subhorizontāli māla sakopojumi cauruļveida struktūru pamatnē norāda uz karsta veidojumu pamatni, iespējams, uz gruntsūdens līmeni. Daudzviet slānī konstatēti pizoīdi un sīkslāņotās tekstūras, kas liecina par šo pazīmju veidošanos aerācijas zonā.

Šim slānim raksturīgās līdz 1,7 m garās cauruļveida struktūras veidojās sākotnēji veidojās kā subvertikālas šķīšanas caurules (dissolution pipes, angļu val.) subaerālas atsegšanās laikā, kurās tika ieskaloti māli. Šķīšanas struktūras varēja izveidoties tikai laikposmos, kad bija liels plūstoša ūdens daudzums – visticamāk periodiskos spēcīgu nokrišņu posmos, kas raksturīgi semiarīdam vai subhumīdam klimatam. Atkārtotas ūdens ietekmes rezultātā šķīšanas struktūras kļuva gan platākas, gan dziļākas. Karsta procesu attīstību, iespējams, veicinājusi arī neattīstītā augsnes segkārtā virs dolokrētu horizonta tā subaerālas atsegšanās sākumposmā. Kad struktūras aizpildošie māli izžuva jau sausāka

klimata posmā, izveidojās žūšanas plaisas, kurās varēja izgulsnēties karbonāti, tā veidojot dolomīta šūnveida tekstūru. Slāņkopai joprojām esot atsegtai, notika paligorskīta augšana. Šī minerāla šķiedras pārklāj dolomīta kristālus, kas norāda gan uz dolomīta agrīnu veidošanos, gan apstiprina arīda vai semiarīda klimata eksistenci, kas raksturīgi māla minerāla paligorskīta izveidei (Bustillo et al., 2002; Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014). Paligorskīta veidošanās vide un procesi ir sīkāk apskatīti promocijas darba nodaļā „Diskusija”.

Augstāk minētās pazīmes norāda, ka 3. slāņa dolokrētu izveides laikā bija ilgstošs sedimentācijas pārtraukums un mainīga klimata apstākļi, kas atsegšanās sākumposmā veicināja karsta procesus, savukārt, tiem nomainoties uz ilgstoši sausākiem apstākļiem, ierosināja dolomīta dzīslīņu izveidi un visbeidzot arī paligorskīta šķiedru augšanu virs tām.

Plātņveida dolokrēti 4. slānī

Pēc ilgstošas subaerālo apstākļu ietekmes, kuras laikā attīstījās 3. slāņa dolokrēti, atjaunojās sedimentācijas procesi un uzkrājās 4. slāņa nogulumi. Līdzīgi 2. slānim, arī 4. slānis sastāv no plātņainas uzbūves dolomītiem, kas nozīmē, ka šis slānis ir veidojies augstāka ūdens līmeņa apstākļos nekā pagulošie dolokrēti.

Šajā plātņveida dolokrētu slānī nav konstatēta karsta ietekme, un arī citu subaerālās atsegšanās tekstūru daudzums ir neliels – ir vērojamas retas šūnveida tekstūras, vietām pizoīdi. Salīdzinot ar pagulošajiem Nīkrāces ridas dolomītiem, rodas iespaids, ka šī slāņa dolomītus ir vājāk skāruši subaerālās atsegšanās procesi. Tomēr šis ir Nīkrāces ridas augšējais slānis, kas sakrīt ar devona griezuma virsējo daļu (4.23. attēls, IV), un pētītajā atsegumā to klāj tikai samērā plāna kvartārsega. Arī $\delta^{13}\text{C}$ vērtības 4. slānī virzienā uz augšu mainās no augstākām uz zemākām – no $-2,98\%$ slāņa apakšdaļā līdz $-5,54\%$ tā augšējā daļā. Šāds līknes raksturs atspoguļo virzienu uz subaerālās atsegšanās virsmu (Goldstein, 1991).

Vāji izteiktās subaerālās atsegšanās morfoloģiskās pazīmes varētu būt saistītas nevis ar to, ka 4. slāņa dolokrēti nav tikuši atsegti Zemes virspusē, bet gan ar klimatisko apstākļu izmaiņām. Domājams, klimats kļuva vēsāks, kas neļāva plaši veidoties dolokrētiem raksturīgajām tekstūrām un to veidošanās notika nelielā mērā. Par neilgu, bet spilgti izteiktu leduslaikmetu Famenas laikposma beigās liecina jūras brahiopodu čaulu stabilo izotopu analīze (Brand et al., 2004). Jautājums par klimata izmaiņām Famenas laikmeta noslēgumā ir apskatīts šī darba diskusijas nodaļā.

4.5. Gargždu sērijas nogulumu urbumā Piltene 1

Pēc urbumu seržu materiāla Katlakalna urbumu seržu glabātavā urbumā Piltene 1 raksturots Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāls. Gargždu laikposma un vienlaikus arī agrā devona Lohkovas laikmeta beigās bija sedimentācijas pārtraukums un attīstījās dēdējumgaroza, bet sekojošās Ķemeru laikposma transgresijas laikā dēdējummateriāls tika pārskalots (Kurshs, 1975).

4.5.1. Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāla uzbūve un sastāvs

Urbumā Piltene 1 sastādīts ģeoloģiskais griezumš gandrīz 22 m intervālā, no kuriem 19 m atbilst Gargždu sērijai, bet 3 – Ķemeru svītai (4.24. attēls). Gargždu sēriju

galvenokārt veido sarkani klastiskie nogulumi. Griezuma apakšējā daļā ~3 m intervālā iegūļ aleirolīti un smalkgraudaini smilšakmeņi. Daži aleirolīta slāņi ir viscaur cementēti ar dzīslveida dolomīta cementu un pēc tekstūrām atbilst dolokrētu veidojumiem. Griezuma vidusdaļu veido dolomīti ar žūšanas plaisu poligoniem, vietām ar dzīslveida tekstūrām. Savukārt griezuma augšējā daļā ~10 m intervālā līdz Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežai iegūļ aleirolīti ar izjauktu tekstūru.

Zemāk seko urbuma Piltene 1 serdē sastādītā Gargždu sērijas un Ķemeru svītas pamatnes daļas ģeoloģiskā griezuma apraksts.

Gargždu sērija

Zemāk seko Gargždu sērijas ģeoloģiskais raksturojums pēc urbuma datiem.

1. slānis. Aleirolīts, raibs (sarkans ar pelēku piejaukumu), nogulumos liels vizlas saturs, aleirolīta tekstūra ir neviendabīga, plankumaina, vietām – dzīslaina, ko veido smalkas (~1 mm biezas) dolomīta cementa dzīslīņas.

2. slānis. Smilšakmens, smalkgraudains. Tekstūra grūti nosakāma, iespējams, izmainīta urbšanas procesā.

3. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz aleirītiskam

4. slānis. Smilšakmens, smalkgraudains, raibs (sarkans ar pelēku).

5. slānis. Aleirolīts, smilšains, pelēks.

6. slānis. Aleirolīts mālainis, sarkans ar pelēkām dolomīta cementa dzīslīņām, sarkanais materiāls viegli vizlains, nogulumu tekstūra – dzīslveida.

7. slānis. Aleirolīts, sarkans ar gaiši pelēkiem smilšainākiem plankumiem.

8. slānis. Smilšakmens, aleirītisks līdz ļoti smalkgraudainam, pelēks.

9. slānis. Aleirolīts, sarkans, ar plankumainu tekstūru.

10. slānis. Aleirolīts, sarkans ar pelēkām dolomīta dzīslīņām, viegli mālainis, vidēji konsolidēts, nogulumu tekstūra ir izteikti dzīslaina.

11. slānis. Smilšakmens, aleirītisks līdz ļoti smalkgraudainam, sarkans, masīvs, cementēts ar dolomīta cementu. Nogulumos ir arī bioturbācijas struktūras – gaišas ejas ar diametru 1-2 cm, kuras ir vērstas gan horizontālā, gan vertikālā virzienā.

12. slānis. Dolomīts, aleirītisks un mālainis, sarkans ar pelēkām dolomīta dzīslīņām, vietām vizlains, kopumā ar ļoti neviendabīgu tekstūru. Vietām pelēks ar maziem (<1 mm diametrā) tumšiem punktiņiem gaišajā materiālā. Novērojamas izteiktas žūšanas pazīmes – poligonu tekstūras uz noslāņojuma virsmām, kas norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos. Vietām slānī joprojām vērojamas arī bioturbācijas pazīmes – organismu ejas. Acīmredzot nogulumu sedimentācijas vide bijusi ļoti mainīga.

13. slānis. Dolomīts, vietām ar dzīslveida tekstūrām. Novērojamas arī žūšanas tekstūras, kas liecina par šo nogulumu subaerālu atsegšanos.

14. slānis. Aleirolīts, smilšains, ar vāji izteiktu viļņu ripsnojuma slāņojumu.

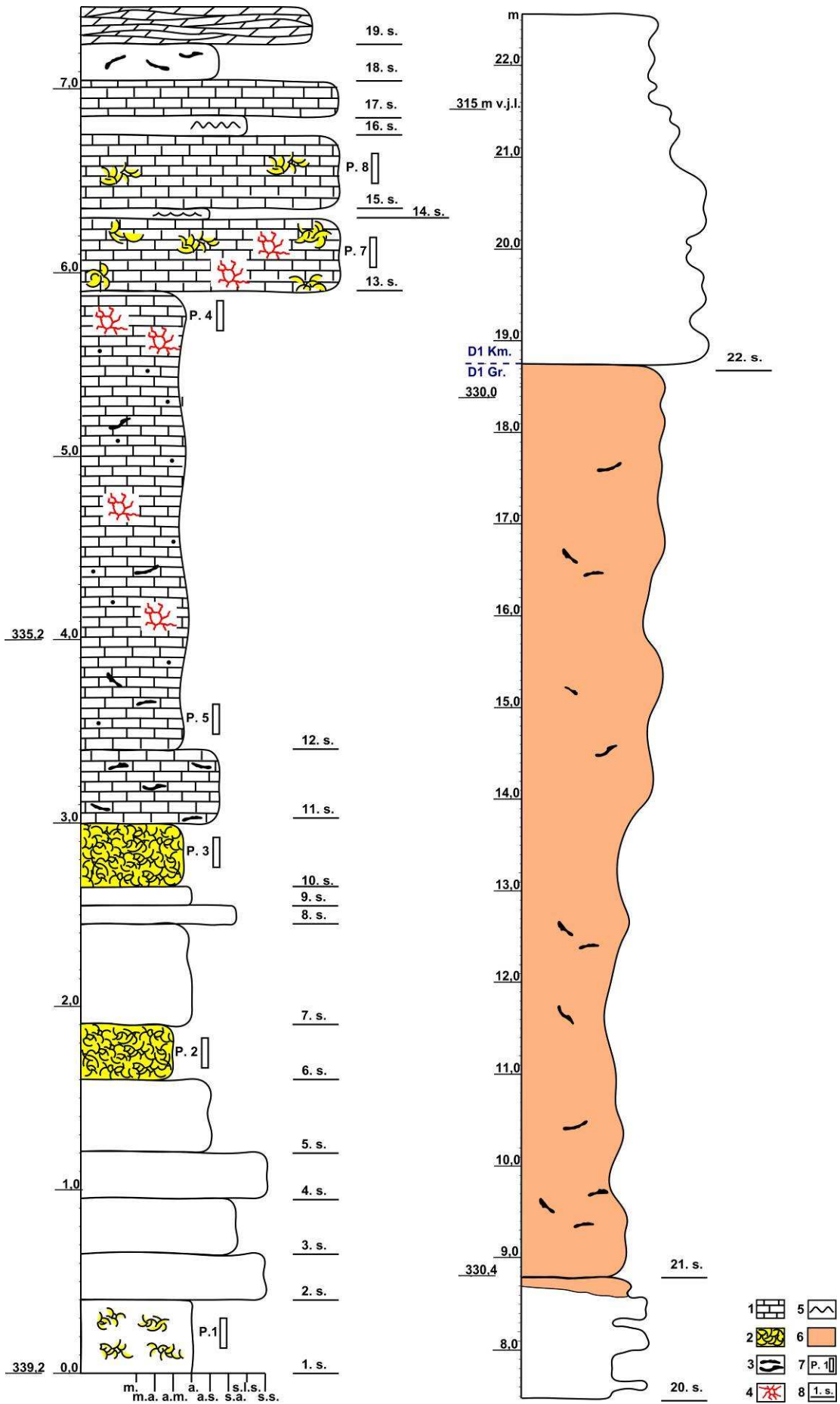
15. slānis. Dolomīts, tā tekstūra ļoti neviendabīga, vietām dzīslaina.

16. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains, vietām ar straujumu ripsnojuma slāņojumu.

17. slānis. Dolomīts, tekstūra ļoti neviendabīga.

18. slānis. Aleirolīts smilšains, sarkans, novērojamas bioturbācijas struktūras – zilganpelēkas organismu ejas.

19. slānis. Dolomītmerģelis, mālainis un aleirītisks, ar lēcveidīgu slāņojumu – neviendabīgu sarkanu un gaiši pelēku nezturētu, ieliektu un izliektu josliņu miju, kas var liecināt arī par plūdmaiņu ietekmi.



4.24. attēls. Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robežintervāla ģeoloģiskais griezumā urbumā Piltene 1.

Apzīmējumi: 1 – dolomīts; 2 – dolomīta cementa ar dzīslveida tekstūru; 3 – organismu ejas; 4 – žūšanas plaisu poligoni; 5 – strauņu ripsnojums; 6 – problemātisks dēdējumgarozas materiāls; 7 – ņemto iezu paraugu apzīmējumi; 8 – nodalīto slāņu numuri un robežas.

Figure 4.24. Geological section of the border interval of the Gargždai Beds and Ķemeri Formation in drillcore Piltene 1.

Legend: 1 – dolomite; 2 – dolomite cement with veiny structure; 3 – bioturbation; 4 – polygons of desiccation cracks; 5 – current ripples; 6 – problematic weathering crust material; 7 – labels of samples; 8 – boundaries and numeration of layers.

20. slānis. Aleirolīts mālainš sarkans un smilšains zilganpelēks. Sākot ar 330,9 m dziļuma atzīmi un uz augšu slānī novērojamas bioturbācijas pazīmes. Slāņa apakšējā daļa mālaināka, sarkana, augšējā daļa – smilšaināka, zilganpelēka. Pašā slāņa augšējā daļā (10-20 cm biezumā) novērojamas dēdējumgarozas materiāla pazīmes, kas izteiktāk izsekojamas arī augstāk griezumā. Nogulumu dabiskā tekstūra ir izjaukta urbšanas procesā.

21. slānis. Mālainš un smilšains aleirolīts, slāņa apakšējā daļa ir mālaināka. Nogulumi ir koši sarkani un violeti, vietām dzeltenbrūni, ar bagātīgu Fe^{+3} oksīdu un hidroksīdu piejaukumu. Slāņa tekstūra ir nevienmīga un materiāls stipri sadrupis. Nogulumi ir rūsgani un kopumā atgādina dēdējumgarozas materiālu. Iespējams, slāņa tekstūra izjaukta sekojošā Ķemeru laikposma transgresijā (Kurshs, 1975). Tomēr slāņa vidusdaļā līdz augšējai daļai nogulumiem balta nokrāsa, kas liecina par urbšanas procesā radušos tehnogēnā materiāla piejaukumu. Slāņa augšējā daļa smilšaināka, irdena, un nogulumu dabiskā struktūra ir sajaukta urbšanas procesā.

Šī – 21. – slāņa nomaīņa ar pārsedzošo 22. slāni pēc litoloģiskajām pazīmēm ir identificēta kā Gargždu sērijas un Ķemeru svītas robeža.

Ķemeru svīta

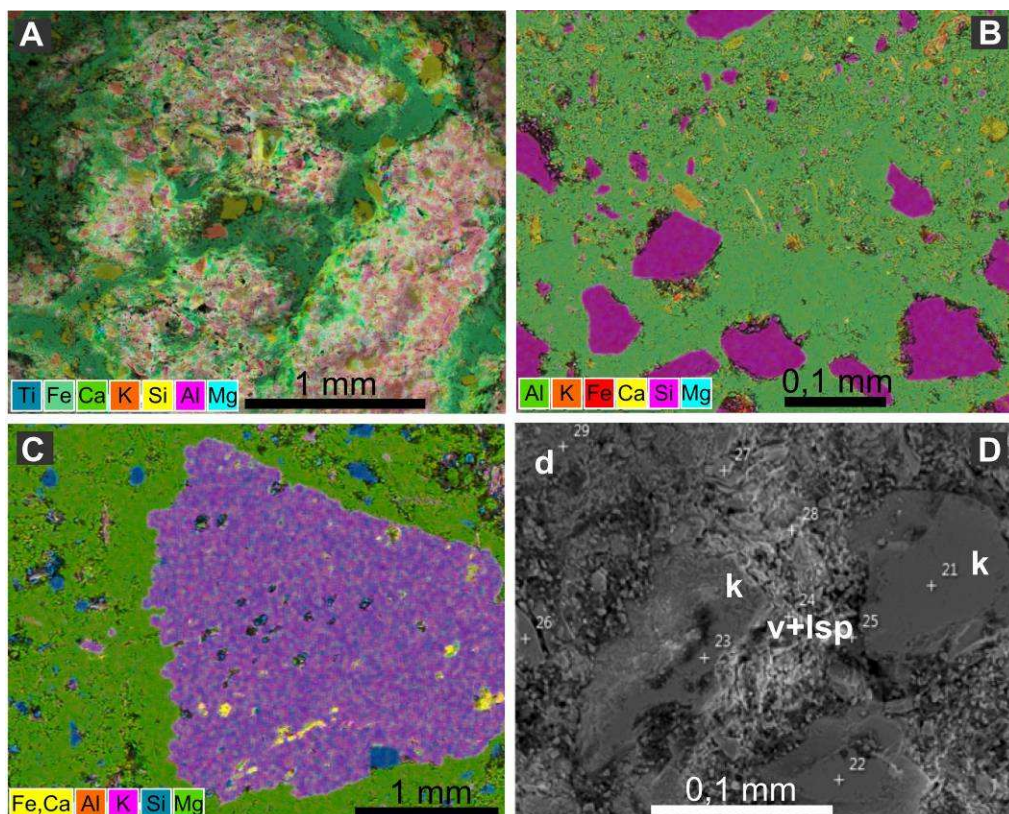
22. slānis. Smilšakmens, ļoti smalkgraudains līdz smalkgraudainam ar lielām vizlas plēksnēm, vietām ar māla saveltņiem. Virzienā uz slāņkopas augšu graudu izmēri pakāpeniski samazinās – materiāls kļūst nedaudz aleirītiskāks

4.5.2. Tekstūras un veidošanās apstākļi

Gargždu sērijas aleirolītu un mālainu aleirolītu slāņi (6. un 10. slānis) dokumentētā griezuma pamatnes daļā (4.24. attēls) ir cementēti ar blīvu dolomīta dzīslveida cementu (4.25. A, B attēls) – līdzīgu tam, kāds tas ir, piemēram, Amatas svītas masīvajos dolokrētos (4.10. A, B un 4.11. C attēls). Tādējādi pēc litoloģiskām pazīmēm arī šos slāņus var uzskatīt par masīvo dolokrētu horizontiem.

Taču šajos aleirolītos dolomīta cementa dzīslīņu tīkls ir daudz smalkāks nekā Amatas svītas dolokrētos, jo pašas dzīslīņas galvenokārt ir plānākas par 1 mm. Aleirolītu smalkā dzīslveida tekstūra labi redzama arī SEM mikrofotogrāfijās, kur atsevišķās dolomīta dzīslīņas mālainajā materiālā ir pat plānākas par 0,1 mm (4.25. A attēls).

Dolomīta dzīslveida tekstūra Gargždu sērijas 6. un 10. slānī ir ļoti labi izteikta, jo īpaši pieslīpējumos, jo klastiskie mālainie nogulumi ir sarkani, savukārt dolomīta cementa dzīslīņas – baltas. Vietām vērojamas rinkveida plaisas, kas līdzīgas Amatas svītas masīvajos dolokrētos Visuļu iezī (kā 4.10. B attēlā V.16 paraugā atzīmētas ar bultiņām). Dolokrētu horizontu izveide, iespējams, saistīta ar šo nogulumu subaerālu atsegšanos.



4.25. attēls. Gargždu sērijas nogulumu tekstūras SEM mikrofotogrāfijās, paraugs P.3, urbums Piltene 1: (A) smalkas dolomīta cementa dzīslas (zaļas) mālainā materiāla pamatmasā (rozā); (B) dēdējuši kvarca graudi (violeti) un laukšpata graudi (oranži) dolomīta cementa pamatmasā; (C) dēdējis laukšpata grauds ar šķīšanas pazīmēm dolomīta cementa pamatmasā; (D) dēdējuši kvarca graudi ar šķīšanas pazīmēm uz virsmas smalkgraudaina klastiskā dēdējummateriāla pamatmasā.

Apzīmējumi: d – dolomīts; k – kvarcs; v+lsp – dēdējušas vizlas un laukšpati.

Figure 4.25. Structures of deposits of the Gargždai Beds in SEM photomicrograph, sample P.3, drilling Piltene 1: (A) fine veins of dolomite cement (green) in clayey matrix (pink); (B) weathered quartz grains (violet) and feldspar grains (orange) in dolomite cement; (C) weathered feldspar grain in dolomite cement; (D) weathered quartz grains with solution features in matrix of fine weathering material.

Legend: d – dolomite; k – quartz; v+lsp – weathered micas and feldspars.

Gargždu sērijas nogulumu drupu materiāls ir stipri dēdējis. Mālainā materiāla pamatmasu starp dolomīta dzīslīnām, veido sadēdējuši vizlu un laukšpata graudi (4.25. C attēls). Kā mālainajā materiālā, tā arī dolomīta cementā izplatītajiem kvarca un laukšpata graudiem raksturīgas izteiktas šķīšanas virsmas (4.25. C, D attēls).

Dokumentētās Gargždu sērijas slāņkopas vidusdaļā aleirītiskie nogulumu ir cementēti ar blīvu dolomīta cementu (12. slānis), kas virzienā uz augšu pāriet dolomītā (13. līdz 19. slānis). Šajos nogulumos vietām izplatītas dolomīta dzīslveida tekstūras, bet vietām – arī žūšanas plaisu poligoni, kas liecina par periodisku šo nogulumu subaerālu atsegšanos.

Slāņkopas augšējā daļā (21. slānī) nogulumu tekstūru pētījumi ir apgrūtināti. Tomēr par iespējamo dēdējumgarozas klātbūtni liecina augstais Fe^{+3} oksīdu un hidroksīdu saturs nogulumos un to neviendabīgā tekstūra. Sedimentācijas baseina regresīvu attīstību kā priekšvēstnesi subaerālās atsegšanās procesiem apliecina tas, ka nogulumu virzienā uz augšu kļūst rupjgraudaināki, nomainoties no mālainiem uz smilšainiem aleirolītiem. Šī

aptuveni 10 m biezā Gargždu sērijas daļa, domājams, attīstījusies, slāņkopai ilgstoši esot atsegtai Zemes virspusē.

4.6. Katlešu svītas Liepnas-Kupravas ridas robežintervāls Lielvārdē

Drošas un makroskopiski izteiktas pazīmes, kas liecinātu par Katlešu svītas nogulumu subaerālu atsegšanos Katlešu laikposmā, atsegumos Lielvārdē netika atklātas, un arī V. Sorokina (Sorokin, 1978b) norādīto Liepnas-Kupravas ridas robežu ar karsta kabatām neizdevās pārliecinoši identificēt. Arī pēc pieslīpējumu un plānslīpējumu pētījumiem neizdevās identificēt šo nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmes un konkretizēt šo Liepnas-Kupravas ridas robežu ģeoloģiskajos griezumos. Iespējams, ka kopš V. Sorokina veiktajiem pētījumiem pirms vairāk nekā 30 gadiem Daugavas ielejas malas nogāžu procesos atsegumi ir būtiski mainījušies.

Katlešu svītas griezuma (iespējamā Liepnas-Kupravas ridas robežintervāla) apraksts Lielvārdē pie Daugavas augšpus Rumbiņas upes ietekai

1. slānis. Konglomerāts ar dolomīta oļiem un māla saveltņiem, kura matrici veido dolomītisks smilšakmens ar nevienmērīgu karbonātu cementu, sastopamas arī garenas dolomītiska aleirolīta lēcas (4.26. attēls). Graudu izmēru gradācijas izmaiņas nav vērojamas, vienīgi augšējās 2 cm vairs nav oļu, bet ir grants graudi. Kombinācijā ar pārsedzošā slāņa apakšējo daļu, iespējams, šis ir tempestīts (vētru slāņi). Slānī sastopamas mugurkaulnieku atliekas, sevišķi slāņa apakšējā daļā.

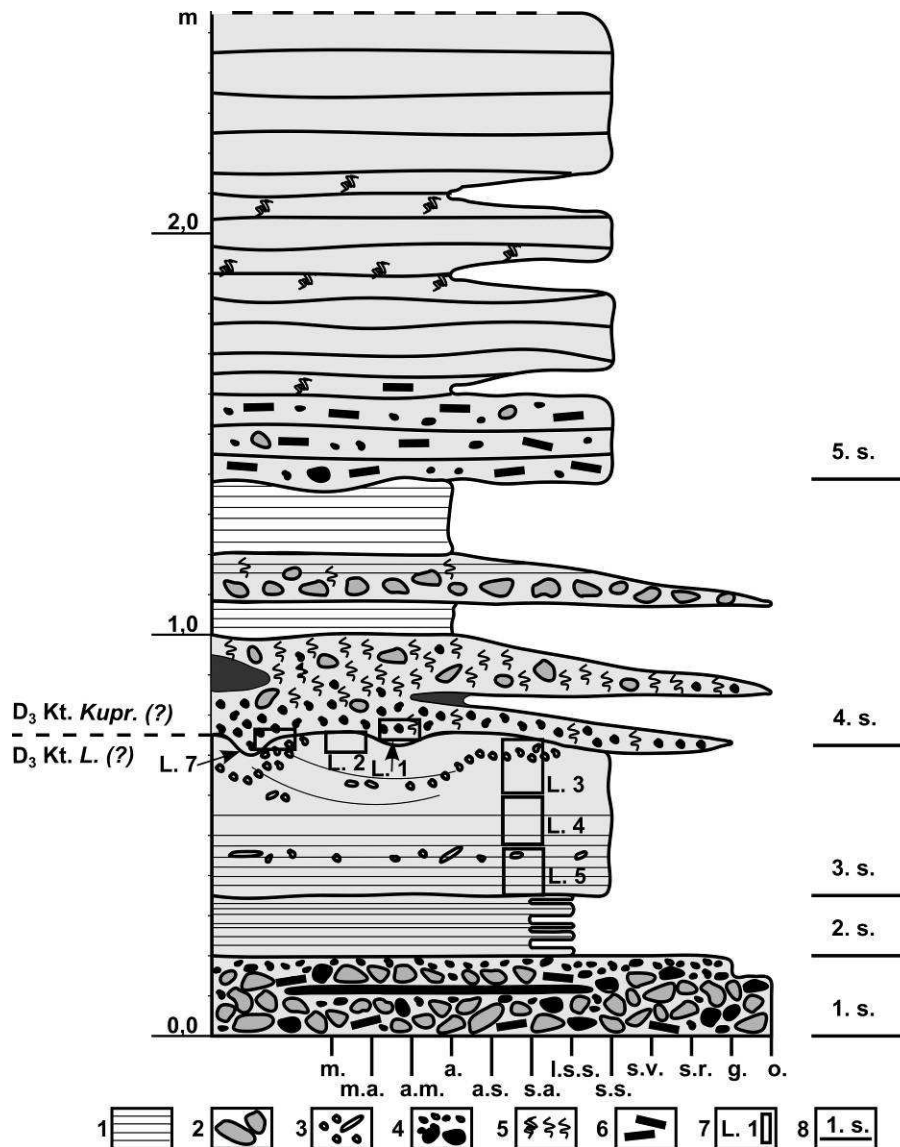
2. slānis. Dolomītiska smilšakmens, smalkgraudaina, zaļganīgi un dzeltenīgi pelēka, mija ar dolomītisku smilšainu aleirolītu, violetu. Atsevišķo kārtiņu biezums 1-7 cm. Slāņmija viļņota un lēcveidīga. Slāņa apakšējā daļā ir problemātisks paugurveida slīpslāņojums - iespējamā vētru slāņu pazīme.

3. slānis. Smilšakmens, dolomītisks, smalkgraudains. Slāņa apakšējā daļa ar lēcveidīgu un viļņveidīgu slāņojumu, ko nosaka plānas mālainā materiāla starpkārtiņas. 10 cm no slāņa apakšas izsekojamas neregulāras un iegarenas formas kavernas, daļu no tām aizpilda māls. Neregulāro kavernu formu veidošanos var saistīt ar šķīšanas procesiem. Slāņa augšējā daļā redzamas viļņotas joslas, kas atsegumā izsekojamas tikai ~2 m platā joslā un, iespējams, norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos – vai nu karsta „kabatas” vai izskalojuma brekčija (4.26. attēls). Pēc lauka pētījumu datiem, iespējams, šī slāņa augšējā daļa sakrīt ir Liepnas-Kupravas ridas robežu. Pēc pieslīpējumu un plānslīpējumu pētījumu datiem Liepnas-Kupravas ridas robežas identificēšana ir problemātiska. Šī slāņa augšējā daļā pie iespējamā ridu kontakta netika konstatētas pazīmes, kas norādītu uz subaerālas atsegšanās ietekmi uz šo nogulumu veidošanos: karsta, minerālu šķīšanas vai pārkristalizācijas tekstūras u. tml.

4. slānis. Konglomerāta un dolomītiska aleirolīta vai dolomītiska mālaina aleirolīta mija. Vairākos dolomītiskā mālainā aleirolīta slāņos novērojamas spēcīgas (~60 %) bioturbācijas pazīmes. Slāņa biezums 40-65 cm, paraugu noņemšanas vietā – 60 cm. Slāņa augšējā robeža neizteikta un pāreja pārsedzošajā slānī pakāpeniska.

5. slānis. Smilšakmens, dolomītisks, smalkgraudains, gaiši zaļganpelēks. Apakšējās 30 cm sastopamas lielas mugurkaulnieku atliekas, kas iegūļ paralēli slāņojumam. Smilšainajai pamatmasai ir granšainā materiāla piejaukums – mālaini karbonātiski grants graudi un oļi. Slāņa pamatne neizteikta un pāreja pagulošajā slānī pakāpeniska. Slānī raksturīgs lēcveida slāņojums, ko nosaka dolomītiska mālaina aleirolīta

lēcveida starpkārtas. Dolomītiskais mālainais aleirolīts violets ar sarkaniem ieslēgumiem, kas varētu būt organismu ejas un norāda uz spēcīgu bioturbāciju.



4.26. attēls. Katlešu svītas nogulumu ģeoloģiskais griezum (iespējamais Liepnas-Kupravas ridas robežintervāls) Lielvārdē Daugavas labajā krastā augšpus Rumbiņas upes ietekai.

Legend: 1 – mālainis dolomīts; 2 – dolomīta oļi; 3 – kavernas; 4 – māla saveltņi; 5 – bioturbācijas tekstūras; 6 – zivju atliekas; 7 – noņemto iežu paraugu apzīmējumi; 8 – nodalīto slāņu numuri un robežas. D₃Kt L (?) – iespējamā Katlešu svītas Liepnas rida; D₃Kt Kupr. (?) – iespējamā Katlešu svītas Kupravas rida.

Figure 4.26. Geological section of deposits of the Katleši Formation (probable boundary interval of the Liepna and Kuprava Members) in Lielvārde, the right bank of River Daugava above the mouth of the River Rumbiņa.

Legend: 1 – clayey dolomite; 2 – dolomite pebbles; 3 – vugs; 4 – clay clasts; 5 – bioturbation structures; 6 – fish remains; 7 – labels of samples; 8 – boundaries and numeration of layers. D₃Kt L (?) – possible Liepna Member, the Katleši Formation; D₃Kt Kupr. (?) – possible Kuprava Member, the Katleši Formation.

Katlešu svītas griezuma (iespējamā Liepnas-Kupravas ridas robežintervāla) apraksts Lielvārdē pie Daugavas upes leļpus Rumbiņas upes ietekai

1. slānis. Smilšakmens ar dolomīta cementu, smalkgraudains, aleirītisks. Dzeltenīgs, atsegtā virsma ar violetu nokrāsu. Slāņa augšējo virsmu, iespējams, skāruši karsta procesi – dokumentēto karsta „kabatai” līdzīgo veidojumu aizpilda pārsedzošais violetais mālainais aleirolīts. Iespējamā karsta veidojuma izmēri: platums 2,20 m, augstums 30 cm atseguma rietumu pusē, 25 cm austrumu pusē. Šī struktūra varētu liecināt par nogulumu subaerālu atsegšanos. Atsegumā šī slāņa augšējā daļa ir identificēta kā iespējamā Liepnas-Kupravas ridas robeža. Tomēr pēc pieslīpējumu un plānslīpējumu pētījumu datiem šī slāņa augšējā daļā pie iespējamā ridu kontakta pazīmes, kas liecinātu par karsta procesu ietekmi uz šiem nogulumiem, piemēram, minerālu šķīšana vai pārkristalizācija, netika konstatētas, un šo ridu robeža atsegumā ir diskutabla. Līdz ar to turpmāki šo nogulumu pētījumi promocijas darba ietvaros netika veikti.

2. slānis. Aleirolīts mālains, sarkanviolets, problemātiska karsta veidojuma aizpildošais materiāls. Biezums 5 cm atseguma rietumu pusē, 37 cm atseguma austrumu pusē, dziļākajā daļā – 60 cm. Pēc pagulošo nogulumu pieslīpējumu un plānslīpējumu pētījumu datiem karsta izpausmes šajā griezuma daļā nav konstatētas.

3. slānis. Māls, aleirītisks, zilganpelēks.

4. slānis. Smilšakmens ar dolomīta cementu, smalkgraudains, gaiši zilganpelēks līdz gaiši iedzelteni pelēks.

5. slānis. Māla, aleirītiska, zilgana, un mālaina aleirolīta, sarkanvioleta, mija.

6. slānis. Smilšakmens ar dolomīta cementu, smalkgraudains, gaiši zilganpelēks līdz gaiši iedzelteni pelēks.

7. slānis. Māla, aleirītiska, zilgana, un mālaina aleirolīta, sarkanvioleta, mija.

4.7. Daugavas svītas nogulumi Remīnes karjerā

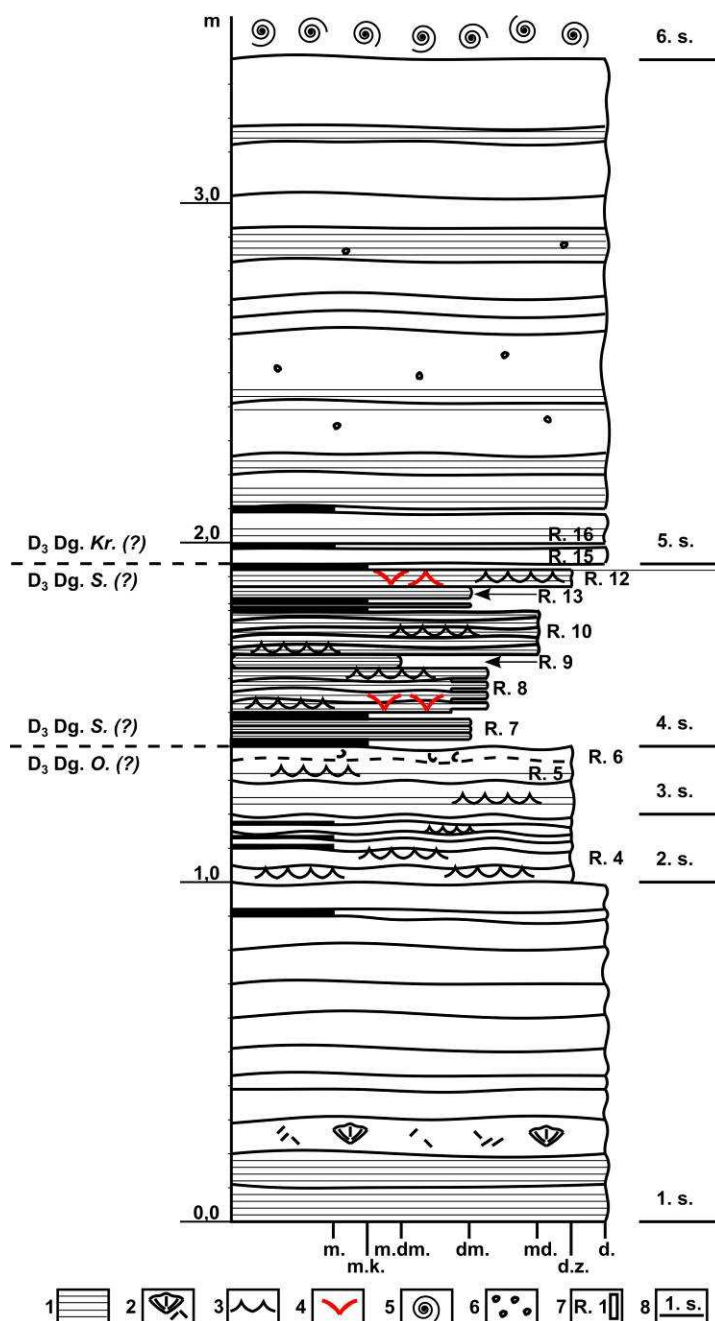
Daugavas svītas vidusdaļa – Selgu rida – raksturo vidējā Franas laikmeta baseina regresīvo fāzi, kad bija iespējama slāņkopas atsegšanās Zemes virspusē. Selgu ridas augšējā robeža daudzviet Latvijā ir daļēji vai pilnīgi izskalota un sakrīt ar reģionāla izskalojuma virsmu, kas izveidojās Kranciema laikposma sākumā (Brangulis u.c., 1998; Sorokin, 1978a).

Selgu-Kranciema ridas robežintervāla pētījumi veikti Remīnes karjerā, kur, iespējams, izdevies konstatēt arī zemāk esošo Oliņkalna-Selgu ridas kontaktu. Taču subaerālās atsegšanās pazīmes Selgu ridas augšējā daļā nav viennozīmīgas, kas, domājams, saistītas ar to, ka šīs regresīvās slāņkopas augšējā daļa nav saglabājusies Kranciema laikposmā sekojošā izskalojuma dēļ. Lauka pētījumos Selgu ridā tikai vietām konstatētas žūšanas plaisas. Savukārt šo nogulumu pieslīpējumu un plānslīpējumu pētījumos subaerālās atsegšanās pazīmes netika konstatētas.

Zemāk raksturots Daugavas svītas nogulumu ģeoloģiskais griezumš Remīnes karjerā (4.27. attēls).

Oliņkalna rida

1. slānis. Dolomīts smalkkristālisks, viendabīgs, brūngani un dzeltenīgi pelēks. Pirmajās divās plātnēs ir vāji izteikta sīkslāņotā tekstūra, dolomīts ļoti izturīgs. Slāni augstāk sīkslāņotā tekstūra pazūd un dolomīts ir mazāk izturīgs.



4.27. attēls. Daugavas svītas nogulumu ģeoloģiskais griezum ar iespējamajām Oliņkalna-Selgu ridas un Selgu-Kranciema ridas robežām Remīnes karjerā.

Apzīmējumi: 1 – mālainais dolomīts; 2 – bezmugurkaulnieku atliekas; 3 – viļņu ripsnojums; 4 – žūšanas plaisas; 5 – gliemeždolomīts; 6 – kavernas; 7 – ņemto iezu paraugu apzīmējumi; 8 – izdalīto slāņu numuri un robežas. D₃dg O. (?) Daugavas svītas Oliņkalna rida; D₃dg S. (?) Daugavas svītas Selgu rida; D₃dg Kr. (?) Daugavas svītas Kranciema rida;

Figure 4.27. Geological section of deposits of the Daugava Formation with probable boundaries of the Oliņkalns and Selgas Members and the Selgas and Kranciems Members at the Remīne Quarry.

Legend: 1 – clayey dolomite; 2 – invertebrate fossils; 3 – wave ripples; 4 – desiccation cracks; 5 – mollusk dolomite; 6 – cavities; 7 – labels of samples; 8 – boundaries and numeration of layers. D₃dg O. (?) the Oliņkalns Member of the Daugava Formation; D₃dg S. (?) the Selgas Member of the Daugava Formation; D₃dg Kr. (?) the Kranciems Member of the Daugava Formation.

2. slānis. Dolomīts zemjains, samērā blīvs, mehāniski neizturīgs, pelēks. Redzamas poras vai kavernas nesatur. Viļņu ripsnojums uz abu apakšējo plātņu virsmām.

Slāņa augšējā daļā parādās sīkāka plātņainība, plātnišu biezums ~1 cm, to virsmas viļņotas, plātnītes atdala plānas zilgana māla kārtiņas. Viļņu ripsnojums daudz mazāk izteikts.

3. slānis. Dolomīts zemjains, vidēji izturīgs, gaiši brūns, iedzeltens. Vietām vāji izteikts sīkslāņojums un bieži sakrīt ar viļņu ripsnojuma tekstūru. Vietām augšējās plātnes augšdaļā var novērot sīkus zaļganus ieslēgumus sīku liektu vertikālu vai horizontālu josliņu veidā, kuru biezums <1 mm. Atsegumā šī slāņa augšējā daļa pēc iežu sastāva ir identificēta kā iespējamā Oliņkalna-Selgu ridas robeža (4.27. attēls).

Selgu rida

4. slānis. Dolomītmerģeļu un mālainu dolomītu mija. Vietām zilgana karbonātiska māla starpkārtiņas. Visā slānī raksturīgs sīkslāņojums, kas sakrīt ar sīkplātņainību, un viļņu ripsnojums. Uz slāņu virsmām konstatētas tekstūras, kas norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos – žūšanas plaisu poligoni, vienā gadījumā konstatēta arī vigvama tekstūra (4.27. attēls). Slāņa augšējā daļā ir zemjaini dolomīti, kas piesātināti ar dzelzs savienojumiem. To piejaukums uz leju izzūd, krāsa violeta un mainās joslās. Slāņu virsma ir ļoti nevienmērīga, labi nosakāmu virsmu tekstūru nav, tomēr pēc kontakta ar pārsedzošo dolomīta slāni šī slāņa augšējā daļa ir identificēta kā iespējamā Selgu-Kranciema ridas robeža.

Kranciema rida

5. slānis. Dolomīts, smalkkristālisks, vietām nedaudz zemjains, vietām sīkslāņots. Vietām izšķīdušu stromatoporu vietā izveidojušās kavernas <2 cm diametrā.

6. slānis. Gliemeždolomīts līdz karjera sienas augšai. Tā augšējā daļa nav dokumentēta.

5. DISKUSIJA

Amatas svītas dolokrēti ir plaši sastopami šīs svītas augšējās daļas nogulumu atsegumos Latvijā (Stinkulis, Pipira, 2015) un to izplatība ir reģionāla. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas veidojumi ir pēfīti vienā atsegumā, taču citu Šķerveļa un Ventas upes krastos sastopamo atsegumu vispārēja rekognoscija liecina, ka dolokrēti ir sastopami vismaz vairāku kvadrātkilometru teritorijā. Tādēļ var secināt, ka Amatas laikposma beigās un Šķerveļa laikposma beigās notika subaerālā atsegšanās plašā teritorijā, un dolokrēti ir tiešs pierādījums šiem nozīmīgajiem notikumiem. Burtnieku svītas nogulumos Veczemju klintīs dolokrētu izplatība ir lokāla. Šajā promocijas darbā raksturots neliels dolokrētu veidojums Veczemju klintīs, kas attīstījies plūdmaiņu ietekmēta deltas kanāla aizpildījuma (Tovmasjana et al., 2011) virsējā daļā. Šajā gadījumā tas pierāda kanāla aizpildījuma slāņkopas subaerālu atsegšanos un apstiprina visas Burtnieku laikposma sedimentācijas sistēmas attīstību sekla ūdens apstākļos tagadējā Veczemju klinšu apkārtnē.

Tādējādi, neskatoties uz pētīto dolokrētu sastopamību samērā neliela biezuma devona griezuma intervālos un pat lokālos iecirkņos, tie sniedz būtisku informāciju par sedimentācijas apstākļu izmaiņām devona perioda gaitā.

5.1. Dolokrētu pedogēnas izcelsmes noteikšanas problēmas

Dolokrētu esamība un to pedogēna izcelsme promocijas darbā pētītajos devona nogulumiežos daudzos gadījumos tiek balstīta uz iežu saguluma apstākļiem atsegumā un makroskopiskajām morfoloģiskajām pazīmēm. Pie tam daudzu to stratigrāfisko intervālu, kuros atklāti pedogēnie dolokrēti, biežumi ir nelieli, piemēram, Burtnieku svītas brekčijveida dolokrētu horizonta biežums Veczemju klintīs ir mazāks par metru, savukārt sīkslāņotu kārtiņu un pizolītu zonu biežumi Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomīta atsegumā Lētīžas grīvā nepārsniedz pāris centimetru biežumu. Šūnveida dolomīta tekstūras Amatas svītas nogulumos Vizulu iezī konstatētas tikai nelielā intervālā virs masīvo dolokrētu slāņa. Tādēļ ir būtisks jautājums, vai pēc neliela biezuma slāņkopām, atsevišķām morfoloģiskajām pazīmēm vai to kopuma var interpretēt noteiktu devona griezuma daļu nogulumu izcelsmi pedogēnos apstākļos un spriest par subaerālās atsegšanās virsmām plaši izplatītājā devona slāņkopā, kas Latvijā sasniedz 800 m biežumu (Lukševičs et al., 2012).

Par veidošanos aerācijas zonā viennozīmīgi liecina tie dolokrēti, kuros ir konstatēta biogēnās darbības ietekme, piemēram, augu sakņu, sēņu vai mikroorganismu klātbūtne (Wright, Tucker, 2009). Vidējā un vēlajā devonam bija raksturīga sauszemes augu valsts būtiska evolūcija – sauszemes augājs gan kļuva daudzveidīgāks, gan aizņēma aizvien plašākas teritorijas, tajā skaitā ar ne tik labvēlīgiem apstākļiem to attīstībai (Algeo et al., 2001). Tomēr klimatā ar lielāku vai mazāku ariditāti, kādā veidojās promocijas darbā pētītie dolokrēti, iespējams, augi bija retāk izplatīti un ar zemāku attīstību, arī to daudzveidība varēja būt mazāka. Vai nu šī iemesla dēļ, vai arī dolomitizācijas un pārkristalizēšanās procesu ietekmē pētītajās devona griezuma daļās augu atliekas, kas nepārprotami norādītu uz šo veidojumu attīstību virszemes apstākļos, nav konstatētas. Droši pierādāmas augu vai to sakņu fosīlijas netika atklātas pat Famenas stāva augšdaļā – Šķerveļa svītā, kurai atbilstošā laikposmā citur pasaulē atklātas pat līdz 1 m dziļas augu sakņu sistēmas (Algeo et al., 2001).

Ir jāatzīmē arī, ka zinātniskajā literatūrā par citviet pasaulē veiktajiem pedogēno karbonātisko veidojumu pētījumiem galvenokārt tiek apskatīti kalkrēti jeb kaliķes – kalcija karbonātu veidojumi, kas plaši izplatīti arī mūsdienās un tāpēc arī tik daudz ir pētīti (Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010).

Savukārt tas, ka Baltijas devona nogulumiežu slāņkopa ir skarta dolomitizācijas procesos, iespējams, arī ir ietekmējis augu atlieku saglabātību. Pie tam pasaulē visvairāk pētīti par devonu ievērojami jaunāki veidojumi, visbiežāk kvartāra kalkrēti – šie ģeoloģiski jaunie un galvenokārt kalcītu saturoši veidojumi, kas attīstījušies laikposmos, kad sauszemes augu valsts ir plaši attīstīta un daudzveidīga, ir bagāti ar augu atliekām, kuru pazīmes pie tam nav zudušas vēlākos dolomitizācijas procesos.

Tā kā promocijas darbā pētītajās devona griezuma daļās biogēnās pazīmes ir problemātiskas, tad dolokrētu izcelsmes pierādīšana galvenokārt jābalsta uz abiogēnajām pazīmēm. Promocijas darba ietvaros noskaidrots, ka visbiežāk tās ir pedogēnas izcelsmes kalkrētiem raksturīgās morfoloģiskās pazīmes – tekstūras un struktūras. Pedogēnu, pārsvarā par devonu jaunāku un tajā skaitā mūsdienu kalkrētu profilu uzbūve citviet pasaulē ir labi pētīta – tiem ir definēti atšķirīgi horizonti, raksturotas to morfoloģiskās pazīmes un attīstības stadijas (Machette, 1985; Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009). Tādējādi Latvijas devona slāņkopā, kur par dolokrētu pedogēno izcelsmi pēc augu atlieku klātbūtnes spriest ir problemātiski, to veidošanās apstākļi tiek interpretēti pēc autores veikto struktūru un tekstūru pētījumu rezultātiem apvienojumā ar ģeoķīmisko un mineraloģisko analīžu datiem, kā arī salīdzinājumu ar tādu citviet pasaulē labi attīstītu, jaunāku nogulumu uzbūvi, kuru pedogēno izcelsmi apstiprina arī biogēno pazīmju klātbūtne. Nogulumu veidošanās interpretācijas pēc morfoloģiskajām pazīmēm ir veiktas pēc analogijas ar citos pētījumos atklātām līdzīgām pazīmēm, kuru pedogēno izcelsmi pie tam apstiprina arī biogēno pazīmju klātbūtne (Theriault, Desrochers, 1993; Ringrose et al., 2005; Wright, Tucker, 2009; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010; Newell et al., 2012). Tāpēc šādas morfoloģiskās pazīmes, kā dolokrētu horizonta uzbūve vai tekstūras, var būt par pamatu, lai pierādītu nogulumu pedogēnu izcelsmi.

Tomēr par daudzām no šīm nosacīti abiogēnajām morfoloģiskajām pazīmēm literatūrā tiek uzsvērts, ka tās var veidoties arī biogēno procesu ietekmē, piemēram, dolokrētu brekčijas veidošanās tiek saistīta arī ar augu sakņu darbību, augu saknēm „saplēšot” biezas, masīvus karbonātisko garozu horizontus, kā arī sīkslāņotās tekstūras nereti tiek interpretētas kā biogēni veidojumi. Taču promocijas darbā pētītajās devona griezuma daļās tiešu pierādījumu tam nav. Tā, nav izdevies noskaidrot, vai dolokrētu sīkslāņotās tekstūras veidojušās mikroorganismu ietekmē, un vai, piemēram, Burtnieku svītas nogulumos atklātie iegarenie brekčijveida sakopojumi sākotnēji bijuši kā augu saknes, kuru vietā vēlāk izgulsnējies karbonātiskais materiāls, un vai Šķerveļa svītā sastopamie milimetru izmēra veidojumi patiešām ir rizoīdi. Par būtisku, pagaidām gan vienā gadījumā atklātu pazīmi, ir jāuzskata Šķerveļa svītas dolokrētos konstatētās fosfātiskas lodītes, kas norāda uz mikrobioloģiskajiem procesiem aerācijas zonā (Sánchez-Román et al., 2011).

Tas, ka kalkrēti jeb kaliķes var plaši veidoties fluviālajos nogulumos, kas ir atzīmēti Gaujas RS arī Baltijas devona baseinā (Pontén, Plink-Björklund, 2007)), zinātniskajā literatūrā ir daudz aprakstīts (piemēram, Alonso-Zarza, 2003; Schmid et al., 2006; Wright, Tucker, 2009). Tomēr daudzas no morfoloģiskajām pazīmēm, kas sastopamas pedogēnas izcelsmes dolokrētos, raksturīgas arī gruntsūdens dolokrētiem, piemēram, biezi, masīvi horizonti, žūšanas un šķīšanas pazīmes (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009). Tā, dolokrēti, kas dokumentēti (Schmid et al., 2006) triasa smilšakmeņos Koribas (Corrib, angļu val.) naftas laukā uz rietumiem no Īrijas, veidojušies fluviālajās, ezeru un piekrastes fācijās. Tur ezeru aleirolītos sastopami dolomīta starpslāņi, bet fluviālajos un plaiju nogulumos ir sastopami smilšakmeņi ar aleirolīta starpkārtām un dolomīta konkrēcijām. Šie dolomīta veidojumi tiek interpretēti kā gruntsūdens dolokrēti; tajos nav atrastas augu atliekas, bet vietām ir pedogēnā cementa pazīmes (vāji izteikti pizoīdi), kas norāda, ka iztvaikošana spēcīgi pārsniedza nokrišņu daudzumu (Schmid et al.,

2006). Līdzīgas tekstūras kā dolomīta konkrēcijās Burtnieku svītas nogulumos Veczemju atsegumā un dolomīta konkrēcijās un masīvajā dolomīta horizontā (10. slānī) Amatas svītas griezumā Vizūļu iezī aprakstījusi Alonso-Zarza (2003) miocēna nogulumos Spānijā. Tur ezera nogulumos dokumentētas centimetru mēroga kaļķakmeņu konkrēcijas irdenā pamatmasā un raibi, plankumaini kaļķakmeņi. Konkrēciju iekšienē ir izteiktas dzīslveida struktūras – žūšanas plaisas, t. sk., riņķveida plaisas, kas aizpildītas ar mikrītisku vai kristālisku kalcītu, tā veidojot brekčijveida iekšējo uzbūvi. Raibajiem kaļķakmeņiem raksturīgs neregulāru žūšanas plaisu tīkls un lineāras, neregulāras, kā arī riņķveida plaisas, kas aizpildītas gan ar kalcīta kristāliem, gan sīkdispersu klastisko materiālu. Šie dolokrēti tiek interpretēti kā veidojušies ezeru piekrastes (palustrine, angļu val.) apstākļos.

Dažādas izcelsmes dolokrētu nošķiršana tikai pēc tekstūrām var būt apgrūtināta, jo tādas pazīmes, kā, piemēram, meniskveida cements, māla kārtiņas ap kvarca un laukšpata graudiem atsevišķās kalcīta konkrēcijās, sadēdējusi vizla, ar dzelzs oksīdiem piesātinātas karbonātu konkrēcijas var tikt interpretētas gan kā gruntsūdeņu darbības, gan arī kā pedoģenēzes rezultāts. Tādējādi uzskata, ka kalkrēti un dolokrēti nereti nav tikai α -vai β -tipa kalkrēti, bet gan šo abu tipu kombinācija (Wright, Tucker, 2009).

5.2. Dolokrētu pedoģenēzes izcelsmes noskaidrošana pēc to uzbūves

Pētot nogulumiežus, sākotnējā informācija par to veidošanās apstākļiem tiek iegūta lauka apstākļos, pamatojoties uz šo iežu sastāva, uzbūves un saguluma apstākļu dokumentāciju. Ir būtiski jau šajā stadijā fiksēt būtiskus veidojumus, kuri liecina par nogulumu subaerālu atsegšanos. Kalkrētu un dolokrētu tekstūras (šūnveida uzbūve, sīkklānotās garoziņas, pizoīdi un to sakopojumi u.c., kā arī šo karbonātisko veidojumu profilu uzbūve) ir savdabīgas un vairumā gadījumu nelīdzinās citas izcelsmes nogulumu tekstūrām. Šo pazīmju kompleksu var izmantot karbonātisko nogulumu izcelsmes pierādīšanai (Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009).

5.2.1. Dolokrētu brekčijveida uzbūves interpretācijas iespējas

Veczemju atsegumā Burtnieku svītas nogulumos ir viens no tādiem pedoģēno dolokrētu veidojumiem, kuros nav konstatēta tieša biogēnā darbība, taču to uzbūves raksturs pēc analogijas ar citiem objektiem pasaulē, liecina par pedoģēno izcelsmi subaerālas atsegšanās gaitā (Pipira, Stinkulis, 2015). Burtnieku svītas nogulumos pētītie dolokrēti ir izplatīti lokāli un ierobežotā griezuma intervālā, tādēļ izmantojami par piemēru, lai noskaidrotu, vai šādus veidojumus var izmantot precīzām ģenētiskām interpretācijām.

Veczemju atsegumā pētītajam brekčijveida dolokrētu horizontam pēc uzbūves līdzīgi veidojumi plaši sastopami arī citur pasaulē, taču pārsvarā tie ir kvartāra brekčijveida kalkrēti (Theriault, Desrochers 1993; Candy et al., 2004; Newell et al., 2012). Tie bez abiogēnajām pedoģēnai izcelsmei raksturīgajām tekstūrām satur arī daudzveidīgas biogēnās pazīmes. Nereti brekčijveida kalkrēti iekļaujas kā viens no horizontiem labi attīstītā kalkrētu profilā un virzienā uz augšu nomainās uz masīvajiem vai pat sīkklānotajiem horizontiem. Pēc analogijas ar brekčijveida horizontiem, kuru veidošanās ir labi pamatota gan ar abiogēnajām, gan abiogēnajām pazīmēm, gan balstoties uz kalkrētu tipiem (piemēram, Wright, Tucker, 2009) un attīstības stadijām (Machette, 1985), iespējams interpretēt arī Veczemju atseguma brekčijveida dolokrētu izcelsmi.

Tā, piemēram, Botsvānā raksturoti pliociena-kvartāra kalkrēti (Ringrose et al., 2005), kas attīstījušies fluviālajos-limniskajos nogulumos cietas garozas veida (duricrust, angļu val.) augsnes profilā un satur bagātīgas augu atliekas. Karbonātu konkrēciju izmēri un izplatības biežums līdzīgi kā brekčijveida dolokrētos Veczemju atsegumā pieaug virzienā uz augšu, taču atšķiras ar to, ka profila augšējā daļā pāriet cietajā horizontā (hardpan, angļu val.).

Labi attīstīts un diferencēts ir pedogēno kvartāra kalkrētu profils Spānijā (Candy et al., 2004), kur nodalāmi noteikti horizonti, kas atbilst dažādām kalkrētu attīstības pakāpēm. Šie kalkrēti attīstījušies rupjdrupu cilmezī – aluviālās terases nogulumos, ko veido grants un oļi. Profila apakšējā daļā izplatīti brekčijveida kalkrēti, ko veido drupu graudi ar karbonātu cementa kārtiņu. Augstāk ieguļ vienlaidus cietais horizonts, kas sastāv no grants graudiem un oļiem ar karbonātu cementu, un to savukārt pārsedz sīkslāņotie kalkrēti. Morfoloģiski šo kalkrētu brekčijveida horizonts ir ļoti līdzīgs promocijas darba ietvaros Veczemju atsegumā pētītajam: profila apakšējā daļā izplatītas retas, nelielas karbonātu konkrēcijas, virzienā uz augšu tās kļūst arvien lielākas, un tur karbonātu minerāli cementē vairākus drupu graudus, bet pie cietā horizonta pamatnes karbonātu konkrēcijas ir subvertikāli iegarenas, līdz pašā cietā horizonta pamatnē – savstarpēji savienotas arī subhorizontāli.

Urālu priekškalnu ieplakā dokumentēti perma brekčijveida kalkrēti, kas veidojušies augsnes profilā un satur ievērojamu daudzumu augu mikro- un makrotekstūru (Newell et al., 2012). Arī tie tāpat kā Veczemju atsegumā pētītie Burtņieku svītas brekčijveida dolokrēti no atsevišķām, pāris centimetrus lielām, reti izplatītām karbonātu konkrēcijām horizonta apakšējā daļā virzienā uz augšu pāriet lielākās subvertikāli un vēl augstāk arī subhorizontāli savienotās konkrēcijās un to sakopojumos, kas horizonta augšējā daļā veido blīvu karbonātu konkrēciju slāni (Pipira, Stinkulis, 2015). Savukārt perma slāņkopā brekčijveida kalkrētus sedz masīvu kalkrētu slānis ar pizolītiem (Newell et al., 2012).

Minētās līdzības norāda, ka Burtņieku svītas brekčijveida dolokrētu horizonts Veczemju atsegumā arī ir pedogēnas izcelsmes, jo pēc uzbūves atbilst citviet pasaulē raksturotajiem pedogēnas izcelsmes brekčijveida kalkrētiem, kuri pie tam bieži vien satur bagātīgas augu atliekas. Taču Burtņieku svītas dolokrētu profila uzbūve ir nepilnīga – brekčijveida dolokrētiem augstāk neuzguļ nedz masīvi, nedz arī sīkslāņoti horizonti, un tādējādi šie Burtņieku svītas veidojumi atbilst neattīstītajiem jeb sākotnējiem dolokrētiem. Iespējams, dolokrētu profils mālainajā slāņkopā nav pilnībā attīstījies īsā subaerālās atsegšanās laika dēļ, vai nomainoties karbonātiskās augsnes izveidei piemērotiem klimatiskajiem apstākļiem. Tā kā brekčijveida dolokrēti ir, domājams, jaunākie Burtņieku svītas veidojumi Veczemju klintīs (Tovmasjana et al., 2011), iespējams arī, ka pārsedzošais masīvo dolokrētu slānis ir bijis, bet tas nav saglabājis sekojošas nogulumu erozijas rezultātā.

Veczemju klintīs sastopamajiem Burtņieku svītas dolokrētiem ir tikai neliela atšķirība no pilnīgiem dolokrētu profiliem. Uz to norāda ne tikai tas, ka brekčijveida horizonta augšējā daļā karbonātu konkrēcijas ir savstarpēji savienotas (Theriat, Desrochers 1993; Candy et al., 2004; Newell et al., 2012), bet arī tas, ka pat labi attīstītos kvartāra kalkrētu profilos atsevišķo horizontu biezumi ir nelieli. Veczemju atsegumā brekčijveida horizonta biezums ir 80 cm. Arī brekčijveida un masīvā kalkrētu horizonta kopējais biezums karbona nogulumos Arktiskajā Kanādā kopā sasniedz tikai 75 cm, bet šajos nogulumos ir ļoti daudz augu un mikroorganismu atlieku (Theriat, Desrochers, 1993). Taču, piemēram, Spānijā pētītā (Candy et al., 2004) kvartāra kalkrētu profila biezums tikai 1 m, un no šī intervāla 40 cm veido brekčijveida horizonts un 45 cm cietais horizonts, savukārt sīkslāņoto kalkrētu kārtiņa ir tikai 5 cm bieza. Jāpiezīmē, ka mazie

sīkslāņoto dolokrētu kārtiņu biežumi arī citos griezumos, piemēram, Nīkrāces ridas nogulumu atsegumā pie Lētīžas upes, norāda uz šo tekstūru lielo nozīmi, neskatoties uz to ierobežoto izplatību, un, kas ir visbūtiskākais – ļauj identificēt dolokrētu profila attīstību aerācijas zonā.

Brekčijveida dolokrētu horizonta uzbūve Veczemju atsegumā, salīdzinot ar analogiskiem veidojumiem citviet pasaulē, norāda uz tā attīstības tendenci uz pilnīgu dolokrētu profilu. Veczemju klintīs pārstāvētās plūdmaiņu ietekmēta deltu līdzenuma fācijas (Tovmasjana et al., 2011; Plink-Björklund, Björklund, 1999) norāda uz mainīgiem sedimentācijas apstākļiem, kur atsevišķi areāli tika subaerāli atsegti tikai īslaicīgi. Tādējādi ar smilšainiem, aleirītiskiem un mālainajiem nogulumiem aizpildītais plūdmaiņu kanāls (Tovmasjana et al., 2011), kura augšējā daļā iegūļ pētītais brekčijveida horizonts, iespējams, bijis subaerāli atsegts mazliet īsāku laika posmu nekā nepieciešams pilnīga dolokrētu profila attīstībai. Attīstīts kalkrētu profils, kas ietver brekčijveida, masīvo un sīkslāņoto horizontu, veidojas aptuveni 10 000 līdz 250 000 gadu ilgumā (Candy et al., 2004), kas ir ievērojams, daudz ilgāks laikposms nekā risinās no diennaktīm līdz nedēļām ilgie plūdmaiņu ūdens līmeņa svārstību cikli (Nichols, 2009). Ir ļoti iespējams, ka Burtnieku laikposmā subaerālā atsegšanās nebija pietiekami ilga attīstīta dolokrētu profila izveidei. Tomēr nevar izslēgt arī erozijas ietekmi, jo pētītajam devona Burtnieku svītas brekčijveida horizontam uzguļ tikai kvartāra eolie nogulumi un dolokrētu profila augšējā daļa varēja tikt erodēta ilgā ģeoloģiskās vēstures posmā kopš Burtnieku laikposma līdz pat holocēnam.

Tādas pedogēnajiem brekčijveida kalkrētiem raksturīgās tekstūras kā riņķveida plaisāšana un *in situ* brekčija (Theriault, Desrochers, 1993), kādas konstatētas arī dolomīta konkrēcijās Burtnieku svītas nogulumos Veczemju klintīs, ir ļoti tipiskas ģeoloģiski jaunos karbonātiskos augšņu veidojumos. Šādas karbonātu konkrēciju tekstūras ir aprakstītas gan kvartāra kalkrētos Teksasā (Zhou, Chafez, 2009) asociācijā ar biogēnajām tekstūrām, gan Kalahari (Watts, 1980), gan arī perma karbonātiskajās augsnēs Nigērijā (Tabor et al., 2011).

Zinātniskajā literatūrā ir arī tādas interpretācijas, ka pašas brekčijveida konkrēcijas varētu būt augu sakņu struktūras, kas aizpildītas ar karbonātu cementu (Pipira, Stinkulis, 2015). Turpmākajos procesos iegarenās struktūras saplaisājušas un atdalījušas, tādējādi veidojot atsevišķus iegarenu konkrēciju sakopojumus. Šāds problemātisko rizoīdu veidošanās modelis izvirzīts perma karbonātisko augšņu veidošanās pētījumos Nigērijā (Tabor et al., 2011) un kvartāra pedogēno kalkrētu veidošanās apstākļu pētījumos Kenijā (Renault, 1993). Veczemju klintīs Burtnieku svītas nogulumos sastopamās konkrēcijas gan, domājams, uzskatāmas par abiogēniem veidojumiem un to izcelsmi var raksturot ar modeli, ko publicējuši R. Moussavi-Harami un citi autori, pētot krīta nogulumus Irānā (Moussavi-Harami et al., 2009). Droši interpretējamās biogēnās darbības liecības Veczemju klintīs netika atrastas, tomēr ir nepieciešami turpmāki plašāki dolokrētu pētījumu Burtnieku svītā. Tomēr promocijas darbā veikto pētījumu rezultātā ir ar augstu ticamības pakāpi izdevies noskaidrot lokālu pedogēnu dolokrētu klātbūtni deltas kanāla aizpildījuma nogulumos.

5.2.2. Sīkslāņotās tekstūras un pizolītu zonas kā pedogēno dolokrētu pazīmes

Sīkslāņotie kalkrēti un dolokrēti asociācijā ar pizolītiem tiek uzskatīti par viennozīmīgām pedogēno procesu pazīmēm un veidojas pedogēno kalkrētu un dolokrētu profilu augšējā daļā aerācijas zonā (kā tas ir 2.2. attēlā; Theriault, Desrochers, 1993; Alonso-Zarza, 2003). Sīkslāņotās tekstūras norāda uz tiešu subaerālās atsegšanās procesu

ietekmi, jo to izveidei nepieciešama augsnes procesu un atmosfēras gaisa un ūdens ietekme (Alonso-Zarza, 2003). Tās bieži asociē ar augu fragmentiem un mikrobioloģiskajām pazīmēm, kā aprakstīts, piemēram, karbona nogulumu pētījumos (Theriat, Desrochers, 1993). Tomēr, kā liecina daudzi analogi citur pasaulē, sīkslāņotie dolokrēti jebkurā gadījumā, pat bez augu atlieku klātbūtnes pierādīšanas, ir aerācijas zonas, t.sk. augsnes profila virsējās daļas pazīme (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009). Tādā gadījumā būtiski ir aprakstīt sīkslāņoto veidojumu asociāciju ar citiem dolokrētu profila horizontiem.

Iepriekš minētajā labi attīstītajā kalkrētu profilā Spānijā (Candy et al., 2004) tā augšējā daļā ir sīkslāņoto kalkrētu kārtiņa, kas ir tikai ~5 cm bieza. Karbona kalkrētos Arktiskajā Kanādā kārtiņas ar sīkslāņoto tekstūru gan ir 15 cm biezas un tajās plaši sastopamas arī biogēnās darbības pazīmes, pat augu saknes, kas norāda, ka minētā slāņkopa ir bijusi pakļauta ļoti ilgstošiem augšņu veidošanās procesiem (Theriat, Desrochers, 1993). Šajos karbona kalkrētos ar sīkslāņotajām kārtiņām asociē arī pizolīti, kuru kārtiņu biezums sasniedz 10 cm biezumu. Daudz mazāka biezuma, aptuveni 2-3 cm biezas sīkslāņotās zonas, dokumentētas paleogēnajos kalkrētos Spānijā (Alonso-Zarza, 2003).

Promocijas darba ietvaros noskaidrots, ka Latvijas devona nogulumiežos vispilnīgākais un labāk attīstītais dolokrētu profils ir Šķerveļa svītas Nīkrāces ridā (Pipira et al., 2015). Tā ir vienīgā no pētītajām slāņkopām, kur plaši sastopamas sīkslāņotās kārtiņas, kā arī pizolītu kārtiņas. Joslas ar sīkslāņotajiem dolokrētiem un pizolītiem ir neizturētas, viļņotas un ar kabatveida padziļinājumiem. Šāda sīkslāņoto dolokrētu un pizolītu uzbūve ir aprakstīta arī karbona kalkrētos Arktiskajā Kanādā (Theriat, Desrochers, 1993) un citur. Vienīgā Nīkrāces ridas sīkslāņoto dolokrētu atšķirība no augšminētajiem kalkrētu piemēriem ir tā, ka Nīkrāces ridas dolokrētos nav atklātas alveolo nodalījumu tekstūras, kas liecinātu par biogēno ietekmi uz sīkslāņoto tekstūru veidošanos, kā to izdevies noskaidrot karbona kalkrētu pētījumos (Theriat, Desrochers, 1993). Taču Nīkrāces ridas dolokrētu 2. slānī sīkslāņotās tekstūras gan asociē ar fosfātiskām lodītēm, kuras, domājams, liecina par biogēno darbību.

Sīkslāņotās kārtiņas asociācijā ar pizoīdiem ir būtiska pedogēno kalkrētu un dolokrētu pazīme, pat ja nav tieši konstatētas biogēnās pazīmes, vai tās ir problemātiskas. Vēl jo vairāk – sīkslāņotās kārtiņas atbilst pedogēno kalkrētu un dolokrētu profilu virsējai daļai. Nīkrāces ridas dolomītos sīkslāņotās tekstūras ir sporadiski izplatītas vairākos līmeņos 2. un 3. slānī, kas norāda uz aerācijas zonai raksturīgiem apstākļiem atkārtoti, vairākos laika posmos. Iepriekš aprakstītais liecina par tiešu subaerālās atsegšanās ietekmi Nīkrāces ridas nogulumu veidošanās laikā. Tas ļauj pierādīt dolokrētu attīstību aerācijas zonā pat bez drošu biogēno pazīmju konstatācijas, kā arī iegūt priekšstatus par pedogēnajiem procesiem labvēlīgu apstākļu atkārtēšanu.

5.2.3. Analogisku tekstūru salīdzinājums dažāda vecuma dolokrētu interpretācijā

Iepriekš tika aprakstīts piemērs, kā devona Burtņieku svītas brekčijveida dolokrētu uzbūvi, salīdzinot to ar ģeoloģiskajā literatūrā dokumentētajiem piemēriem, var izmantot kā pazīmi, lai noteiktu dolokrētu veidošanos aerācijas zonā. Par pilnīgi izveidotu, ar daudzveidīgām pedogēno dolokrētu profiliem un karbonātiskajām augsnēm raksturīgām tekstūrām bagātu dolokrētu etalonu var uzskatīt šajā promocijas darbā dokumentētos Famenas stāva augšdaļas Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītus, kas atsedzas Lētīžas kreisajā krastā šīs upes grīvas tuvumā. Savukārt, ģeoloģiski senāku Franās stāva apakšdaļas Amatas svītas dolokrētu uzbūve atbilstoši pedogēnas izcelsmes dolokrētu

profiliem nav tik labi izteikta un to attīstība, iespējams, ir vairāk ietekmēta gruntsūdeņu darbības rezultātā (Alonso-Zarza, 2003; Wright, Tucker, 2009; Newell et al., 2012).

Taču Amatas svītas masīvo dolokrētu horizontu klāj dolomīta šūnveida tekstūras, kas ir stipri līdzīgas Nīkrāces ridas dolokrētos konstatētajām. Pēdējo subaerālo izcelsmi pierāda to atrašanās karsta strukturās mālu aizpildījumā, kā arī paligorskīta mālu augšana virs dolomīta kristāliem. Pēc izmēriem un formas līdzīgas dolomīta dzīslas, domājams, liecina par subaerālās atsegšanās ietekmi uz Amatas svītas dolokrētu horizontu izveidi. Pie tam masīvo dolokrētu horizontā Amatas svītā vietām ir iespējamās sākotnējās, vāji attīstītās sīkslāņotās tekstūras. Nīkrāces ridā tās ir labi attīstītas un to veidošanās aerācijas zonā ir pamatota iepriekš.

Šie tekstūru starp salīdzinājumi dažāda vecuma un attīstības pakāpes dolokrētiem ļauj spriest par subaerālas atsegšanās ietekmi uz Amatas svītas slāņkopu. Lai gan Amatas svītas dolokrētos Vizūļu iezī sīkslāņotās tekstūras ir problemātiskas, tās, iespējams, liecina par relatīvi īslaicīgu subaerālās atsegšanās laikposmu un norāda uz to, ka dolokrētu profilu veidošanās varētu būt bijusi kompleksa un viens un tas pats horizonts var būt veidojies vairākās attīstības fāzēs, tajā skaitā mainīgos un atkārtotos gruntsūdens-aerācijas zonas apstākļos (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza, Wright, 2010).

Dzīslveida tekstūras ir novērotas arī vissenākajos pētītajos devona nogulumos – apakšējā devona Lohkovas stāva Gargždu sērijā urbumā Piltene 1. Tur šādas tekstūras ir smalkākas un vājāk izteiktas nekā Amatas svītā un Nīkrāces ridā, taču asociē ar riņķveida plaisām. Gan paleoaugsnēm raksturīgo tekstūru vājākā attīstība, gan arī šo nogulumu pētījumu zemākā detalitātes pakāpe, pagaidām šīs Gargždu sērijas nogulumu pazīmes ļauj uzskatīt par problemātiskiem pedogēno dolokrētu indikatoriem.

5.3. Minerāli – subaerālās atsegšanās indikatori

Paligorskīts

Paligorskīta klātbūtne pedogēnas izcelsmes nogulumos ir plaši dokumentēta arī da un semiarīda klimata joslās. Tur tas ir bieži izplatīts māla minerāls kā kalkrētos, tā arī asociācijā ar citiem pedogēnajiem veidojumiem (Achyuthan, 2003; Jiménez-Espinosa, Jiménez-Millán, 2003; Ringrose et al., 2005; Wright, Tucker, 2009; Kaplan et al., 2014;).

Tā, kvartāra kalkrētu slāņkopā Turcijā paligorskīts ir izplatīts brekčijveida horizonta karbonātu konkrēcijās, konkrēciju plaisās, kā arī cilmiezī, ko galvenokārt veido smekītū saturoši mālainie nogulumi (Kaplan et al., 2014). Indijā kvartāra kalkrēti izveidojušies uz pirmskembrija magmatiskajiem un metamorfajiem iežiem un paligorskīts klāj kvarca graudus vai pat veselas karbonātu konkrēcijas blīvā brekčijveida, gandrīz cietajā (hardpan, angļu val.) horizontā (Achyuthan, 2003). Tā kā minētie ir kvartāra kalkrēti, tad paligorskīta veidošanās bioloģiski aktīvā augsnes zonā šajos pētījumos ir pamatota arī ar β -tekstūru klātbūtni – rizoīdiem, adatveida un šķiedrveida calcītu (Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014). Devona Nīkrāces ridas dolokrētu gadījumā biogēnās ietekmes konstatēšana nav tik viennozīmīga. Tomēr uz paligorskīta veidošanos aerācijas zonā norāda tā morfoloģija, kā arī asociācija ar citām subaerālas izcelsmes pazīmēm – sīkslāņotajām tekstūrām, pizoīdiem, karsta kabatām.

Paligorskītam Nīkrāces ridas dolokrētos pēc SEM datiem ir raksturīga šķiedraina uzbūve – blīvi, gari, smalki paligorskīta mati vai vietām īsākas adatveida šķiedras. Paligorskīta šķiedras aizpilda poru telpu dolomītā, daļēji pārklājot arī autigēnos idiomorfos dolomīta romboedrus, kas pamato arī paša paligorskīta autigēno izcelsmi (Kaplan et al.,

2014). Atsevišķas šķiedras, jo īpaši adatveida, savstarpēji krustojas, pāraugot ieža tukšumus un veidojot plānu tīklu virs tukšas poru telpas. Paligorskīta šķiedrveida tekstūra liecina par šī minerāla pedogēnu izcelsmi un par to, ka nogulumu tekstūra un struktūra ir mainījusies subaerālās atsegšanās laikā gruntsūdens līmeņa svārstību rezultātā. Pagarinātu un savstarpēji krustotu paligorskīta šķiedru sakopojumi norāda uz šī minerāla *in situ* augšanu sausa klimata, neliela ūdens daudzuma un augstas iztvaikošanas apstākļos, aerācijas zonā (Bustillo et al., 2002; Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014).

Magniju saturošu mālu un dolomīta asociācija norāda uz šo minerālu veidošanos ar Mg bagātā bāziskā vidē, kas parasti saistīta ar norobežota baseina apstākļiem (Ringrose et al., 2005). Uzskata, ka šādā vidē paligorskīta autigēna veidošanās sākas vienlaikus vai īsi pēc dolomīta kristalizēšanās (Jiménez-Espinosa, Jiménez-Millán, 2003; Ringrose et al., 2005; Kaplan et al., 2014). Bāziski šķīdumi, kas ģeoķīmiski atbilst paligorskīta stabilitātei, raksturīgi arī daudziem klimata augsnēm (Jiménez-Espinosa, Jiménez-Millán, 2003; Meunier, 2005; Kaplan et al., 2014). Autigēnā paligorskīta veidošanās no augšņu šķīdumiem notiek sausa klimata un augstas iztvaikošanas apstākļos, bāziskā vidē (pH ~8-11) ar augstu Mg un Si un zemu Al un Fe jonu saturu (Kaplan et al., 2014).

Paligorskīta veidošanās pedogēnos apstākļos tiek saistīta arī ar detritiskā montmorilonīta un jauktslāņu montmorilonīta-illīta dēdēšanu smektītu saturošos cilmiežos, jo smektītam ir līdzīgs ķīmiskais sastāvs kā paligorskītam (Achyuthan, 2003; Kaplan et al., 2014). Taču paligorskīta veidošanās tiek dokumentēta arī tādos pedogēnajos kalkrētos, kuru cilmiežos no māla minerāliem dominē detritiskais illīts ar hlorīta piejaukumu (Ringrose et al., 2005). Nīkrāces ridas dolokrētos paligorskīts *in situ* veidojies detritiskajos illīta un illīta-smektīta sastāva mālos, kas ieskaloti dolomīta karsta struktūrās. Tas liecina par mitra klimata nomaiņu uz sausu klimatu 1. un 3. slāņa subaerālās atsegšanās laikposmos.

Autigēnais silīcija dioksīds

Šķerveļa svītas plātņveida dolokrētu horizontā 2. slānī ir plaši izplatīti autigēnie silīcija dioksīda veidojumi, kas aizpilda poras un plaisas dolomītā, kā arī iegul subhorizontāli ovālu krama konkrēciju veidā. Kā kalkrētu komponente autigēnā silīcija dioksīda minerāli ir bieži sastopami (Smith et al., 1997; Ringrose et al., 2005; Wright, Tucker, 2009), pie tam, SiO₂ kalkrētos *in situ* kristalizējoties lielā apjomā, var runāt par kalkrētu pārveidošanos par silikrētiem. Nīkrāces ridas dolokrētos sastopamajām bieži izplatītajām subhorizontāli orientētajām ovālajām krama konkrēcijām un citiem autigēnajiem silīcija dioksīda veidojumiem līdzīgas izpausmes dokumentētas, piemēram, kalkrētu cietajā horizontā Botsvānā (Ringrose et al., 2005). Pie tam arī šajos karbonātiskajos veidojumos autigēnie silīcija dioksīda minerāli asociē ar sīkslāņotajiem kalkrētiem, kas raksturīgi labi attīstītiem kalkrētu profiliem un norāda uz to veidošanos aerācijas zonā. Abos gadījumos kalkrētu sīkslāņotā tekstūra visticamāk ir attīstījusies vēl pirms autigēno silīcija dioksīda minerālu izveidošanās.

Vides pH pazemināšanos un SiO₂ izgulsnēšanos vai pat silikrētu attīstību var ierosināt normāla sāļuma ūdens atšķaidīšanās ar lietus un virszemes (upju) ūdeņiem, kā arī gruntsūdens līmeņa paaugstināšanās, pieaugot nokrišņu daudzumam (Ringrose et al., 2005). Arīdā un semiarīdā klimatā autigēnie silīcija dioksīda minerālie veidojumi izgulsnējas ar SiO₂ bagātu augsnes ūdeņu iztvaikošanas rezultātā vai no lēnām, ar SiO₂ piesātinātām gruntsūdeņu plūsmām (Smith et al., 1997).

Taču SiO₂ izgulsnēšanos var ierosināt arī pašu karbonātu izgulsnēšanās, veidojoties kalkrētiem. Semiarīdā, salīdzinoši mitra klimata apstākļos, palielinoties

iztvaikošanai, bāziskā vidē, ja pH pārsniedz 9, CaCO_3 izgulsnēšanās var novest pie pH pazemināšanās, ļaujot augšņu šķīdumiem bagātināties ar SiO_2 . Tādējādi autigēnais silīcija dioksīds sāk kristalizēties iepriekš izveidojušos kalkrētos, tajos aizpildot poras un plaisas (Ringrose et al., 2005). Ņemot vērā Šķerveļa svītas 2. slāņa dolokrētu augsto attīstības pakāpi, kas norāda uz to veidošanos tuvāk aerācijas zonai nekā gruntsūdens piesātinājuma zonai, iespējams, tieši pati karbonātisko veidojumu (dolokrētu) rašanās ir bijusi par iemeslu autigēno silīcija dioksīda minerālu kristalizācijai.

Autigēno silīcija dioksīda minerālu izveidē nepieciešami ar silīciju bagāti porūdeņi, taču literatūrā (Ringrose et al., 2005) tiek uzsvērts, ka šo minerālu izveidē piemērotas vides izveidē nozīmīga loma ir arī biogēnajiem procesiem. Biogēno ietekmi parasti labāk izdodas konstatēt ģeoloģiski jaunākos nogulumos, bet vēlā devona Nīkrāces laikposmā biogēnā darbība varēja arī nebūt pietiekami izteikta, kā arī tās pazīmes var būt dzisušas pēcsedimentācijas procesos. Nīkrāces ridas dolokrētu 2. slānī gan konstatētas iespējamās rizoīdu pazīmes, kas izpaužas dažus milimetrus garu, šauru, lineāru vai radiāli zarotu josliņu veidā. Problemātiskie rizoīdi šeit asociē ar paaugstinātu autigēnā SiO_2 klātbūtni, kas tomēr ir nepietiekams pierādījums rizoīdu diagnosticēšanai. Ar nesaskaņas virsmas klātbūtni var būt skaidrojams arī paaugstinātais rentgenamorfo fosfātisko veidojumu saturs šajā 2. slāņa dolokrētu horizontā.

Augsts autigēnā silīcija dioksīda saturs ir raksturīgs nesaskaņu virsmu (diskordanču) tuvumā un vislielākais tas ir tieši zem subaerālās atsegšanās virsmām (Reeves, 1970; Smith et al., 1997; Melezhik et al., 2004). Taču autigēnā silīcija dioksīda veidojumi var būt izsekojami vēl ievērojamu intervālu zem diskordancēm, aizpildot plaisas un paleokarsta tukšumus. Tā, piemēram, silīcija dioksīda cements un tā aizvietošanās tekstūras ir dokumentētas 5 līdz pat 30 m zem kembrija un ordovika reģionālās subaerālās diskordances (Smith et al., 1997). Par 2. slāņa subaerālu atsegšanos liecina nogulumu sīkslāņkotās tekstūras asociācijā ar pizolītiem, kā arī augstāk minētās problemātiskās biogēnās pazīmes. Tomēr konkrēti autigēno silīcija dioksīda veidojumu izcelsme 2. slānī var būt saistīta nevis ar šī, bet arī ar pārsedzošā 3. slāņa subaerālu atsegšanos. Tā kā tas tika pakļauts ievērojamiem karsta procesiem, ar lejupejošām virszemes ūdeņu plūsmām bija iespējama SiO_2 migrācija un sekojoša uzkrāšanās 2. slānī.

5.4. Dolokrētu paveidu izplatība un secību stratigrāfija

Secību stratigrāfija ir nogulumiežu slāņkopu uzbūves ģeometrijas un attīstības analīze atbilstoši baseina ūdens līmeņa svārstībām. Secība (sequence, angļu val.) ir nogulumiežu slāņkopas vienība, kas atbilst vienam ūdens līmeņa svārstību ciklam (parasti 3. vai 4. pakāpes ciklam). Katrā secībā nodala zema ūdens līmeņa, transgresijas, augsta ūdens līmeņa un krītoša ūdens līmeņa sistēmas joslu (system tract, angļu val.). Vienu secību no otras norobežo secību robežvirsmas (Catuneanu, 2006).

Augšnes un citi aerācijas zonā attīstījušies veidojumi ir labi indikatori subaerālās atsegšanās virsmām, kas ir principiāli svarīgas secību stratigrāfijā, lai definētu secību robežvirsmas. Pēc secību stratigrāfijas principiem, subaerālās atsegšanās epizodes atbilst krītoša un zema ūdens līmeņa laikposmiem, un pēc būtības visattīstītākās augšnes un dēdējumgarozas sauszemē atbilst viszemākajam ūdens līmenim baseinā (Catuneanu, 2006).

Amatas svītas nogulumos Vizulu iezī dolokrētu attīstības pakāpe pieaug virzienā no dokumentētās slāņkopas apakšas uz augšu. Ņemot vērā, ka Amatas svītas biezums pētījumu teritorijā ir aptuveni 30 m (Kurshs, 1975), pētījuma gaitā ir tikusi dokumentēta šīs svītas aptuveni augšējā ceturtdaļa. Domājams, līdz laikam, kad izveidojās 8. slāņa brekčijveida horizonts, dominēja gruntsūdens ietekme. Arī masīvo dolokrētu horizonta

izveide 10. slānī, domājams, sākotnēji, notika gruntsūdeņu darbības rezultātā. Šis masīvais horizonts tika atsegts subaerālos apstākļos, un tad tajā veidojās dzīslainā tekstūra ar dolomītu žūšanas plaisās, sākotnēji sīkslāņotās tekstūras un vēlāk arī šūnveida tekstūra uz virsmas. Kopumā slāņkopas augšējā daļā pieaug brekčijveida dolokrētu izplatība un tie visticamāk veidojušies aerācijas zonai tuvos apstākļos. Augstākajā brekčijveida horizontā uz to norāda karsta pazīmes, kā arī stabilie izotopi. Pēc promocijas darbā iepriekš izklāstītajiem oglekļa un skābekļa stabilo izotopu analīzes datiem vēl vienu subaerālas atsegšanās maksimumu iezīmē arī brekčijveida dolokrēti zem masīvo dolokrētu slāņa.

Pašai Amatas svītai raksturīga transgresīva uzbūve. Amatas RS nogulumu atbilst transgresīvam ciklam un veidojušies plūdmaiņu ietekmētos estuāros – plūdmaiņu ietekmētos fluviālajos kanālos un estuāru distālās daļas plūdmaiņu bāros (Pontén, Plink-Björklund, 2009). Tāpat iepriekšējos pētījumos ir uzsvērtā Amatas svītas nogulumu veidošanās seklas jūras transgresijas apstākļos (Kurshs, 1992). Arī Vizulu iezī Amatas svītas smilšakmeņos vērojamās plūdmaiņu tekstūras (mālainas un vizlainas kārtiņas uz slīpajiem slānīšiem), kā arī kopumā raksturīgā drupu materiāla graudu izmēru samazināšanās uz augšu apstiprina transgresīvu šīs slāņkopas attīstību. Vienlaikus jāpiezīmē, ka Amatas svītai Vizulu iezī raksturīgā mālainības palielināšanās uz augšu vēl nebūt nepierāda griezuma transgresīvo raksturu – nav ieslēgta māla veidošanās plūdmaiņu līdzenumā, deltas līdzenuma starpkanālu areālos vai citur.

Tas, ka Amatas svītas augšējās daļas nogulumos konstatēti dolokrētu veidojumi ar subaerālās atsegšanās pazīmēm divos līmeņos (attiecīgi 2,5 m un 1,5 m zem Amatas un Pļaviņu svītas robežas), norāda, ka Amatas laikposma noslēgumā tomēr notika baseina regresija. Pedogēno vai pedogēnos procesos ietekmēti dolokrēti smilšanos un mālaini aleirītiskos nogulumos dažādos līmeņos liecina par periodisku klastiskā materiāla sedimentācijas un subaerālās atsegšanās apstākļu nomaiņu. Tas pierāda, ka subaerāli apstākļi ir bijuši jau laikā, kad veidojās Amatas svītas augšdaļas nogulumu.

Amatas svīta ar savu kopumā transgresīvo uzbūvi (Kurshs, 1992; Pontén, Plink-Björklund, 2009) visticamāk atbilst transgresijas sistēmas joslai (Catenuanu, 2006). Tomēr pedogēno dolomītu iezīmes griezuma augšdaļā vismaz divos līmeņos norāda uz krītoša vai zema ūdens līmeņa sistēmas joslu, tātad, pirms tam bija jābūt attīstībai arī augsta ūdens līmeņa apstākļos, kas jau iesāk regresiju (Catenuanu, 2006).

Tātad, jāsecina, ka Franas laikmeta sākumā Baltijas devona baseinā sākumā risinājās intensīva transgresija un attīstījās estuāri (transgresijas sistēmas josla), tad augsta ūdens līmeņa apstākļos turpinājās klastiskā sedimentācija un, domājams, izveidojās griezuma augšējā daļā sastopamie mijošies smilšainie un mālainie nogulumi (augsta ūdens sistēmas josla), bet tad sekoja subaerāla atsegšanās un dolokrētu veidošanās (krītoša un zema ūdens līmeņa sistēmas josla). Nav izslēgts, ka Amatas svītas augšējā daļa attīstījās pat vairāku secību gaitā, kad ūdens līmenis cēlās un kritās. Uz to norāda vismaz divu intervālu ar pedogēno dolokrētu iezīmēm esamība.

5.5. Paleogēogrāfiskie apstākļi un klimata izmaiņas

Dolokrētu veidošanās var risināties vairākās attīstības stadijās, un tos var skart vairākkārtējas pēcsedimentācijas izmaiņas pēc to izveides (Alonso-Zarza, 2003; Zhou, Chafez, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010). Tas nozīmē, ka viena un tā pati slāņkopa var būt tikusi skarta kā gruntsūdens, tā arī pedogēno kalkrētu/dolokrētu veidošanās procesos. Tas visticamāk ir attiecināms arī uz Šķerveļa svītas Nīkrāces ridu, kurā dolokrētos ir vairākas savstarpēji pretrunīgas liecības par tās veidošanās apstākļiem. Kā jau minēts, šie karbonātiskie veidojumi ir bagāti ar dolokrētiem raksturīgām, daudzveidīgām tekstūrām.

Tie promocijas darbā ir pētīti lauka apstākļos, pieslīpējumos un plānslīpējumus, tiem veiktas stabilo izotopu analīzes, ģeokīmiskā analīze, XRD analīze, kā arī tie raksturoti ar SEM palīdzību. Tas viss ļauj izmantot Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopu kā šādas izcelsmes veidojumu etalonu.

Griezuma uzbūve un dolokrētu tekstūru izplatība norāda, ka Nīkrāces ridas slāņkopa ir veidojusies vairākkārtējas slāņkopas subaerālas atsegšanās un sedimentācijas atjaunošanās periodos, kā tas ir aprakstīts šī promocijas darba rezultātu nodaļā. Uz to norāda (Pipira et al., 2015):

- masīvo un plātņveida dolokrētu nomaiņa griezumā. Masīvo dolokrētu veidošanās pedogēno dolokrētu profilā notiek profila augšējā daļā, savukārt plātņveida dolokrēti ideālā pedogēno dolokrētu profilā atrodas zem masīvajiem dolokrētiem un to izveide notiek tuvāk gruntsūdens līmenim;

- masīvie horizonti 1. un 3. slānī ir skarti karsta procesos, taču karsta pazīmes pārsedzošajos slāņos (attiecīgi 2. un 4. slānī) nav vērojamas. Tas nozīmē, ka 1. un 3. slāņa virsmas ir bijušas atsegtas un pakļautas karsta procesiem, bet 2. un 4. slāņa nogulumi ir veidojušies, sedimentācijas procesiem atjaunojoties;

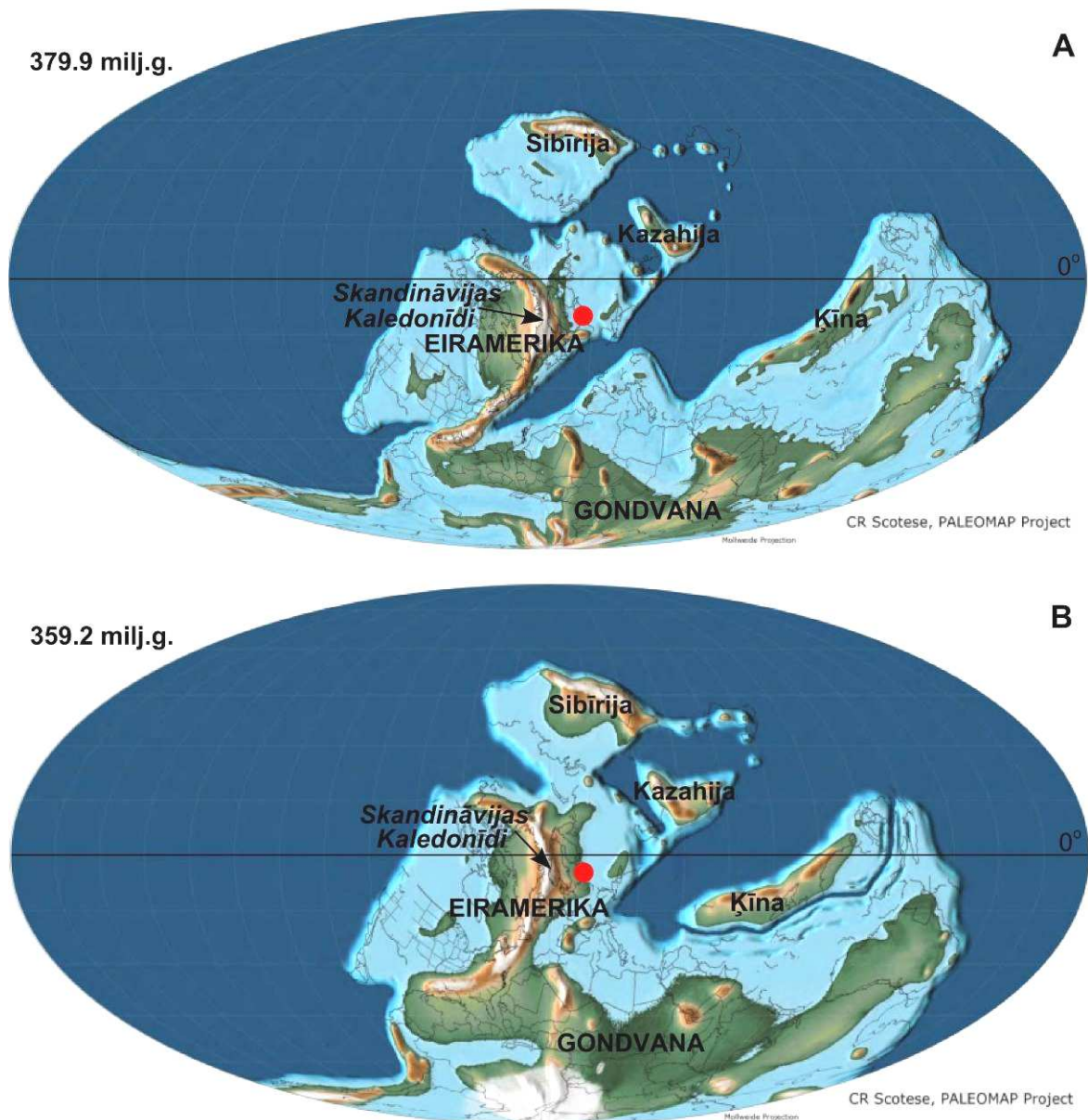
- 2. slāņa dolokrētu plātņainā uzbūve liecina par primārā nogulummateriāla izgulsnēšanos ūdens vidē, bet plaši izplatītās pedogēnajiem dolokrētiem raksturīgās tekstūras – sīkslāņotās josliņas un pizolītu zonas – norāda uz veidošanos subaerālos apstākļos;

Nīkrāces ridas dolomītos ir liels rupja aleirīta līdz smalkas smilts piejaukuma saturs, aptuveni 5-20%. Tādējādi, ikreiz atjaunojoties sedimentācijas procesiem, tā izpaudusies kā klastiskā sedimentācija, iespējams arī, kā jaukta klastiska un karbonātiska materiāla uzkrāšanās. Arī Alonso-Zarza (2003) norāda, ka kalkrētu/dolokrētu veidošanās parasti ir komplekss process, kura laikā atkārtojas erozija, kalkrētu/dolokrētu veidošanās un sedimentācija (Pipira et al., 2015).

Karsta struktūru attīstība un to mālainajā aizpildījumā attīstījies dolomīta šūnveida cements, ko savukārt pāraugušas paligorskīta šķiedras, norāda uz mitrāku-sausāku apstākļu nomaiņu 1. un 3. slāņa subaerālas atsegšanās laikposmos. Mitrākos apstākļos veidojās šķīšanas struktūras dolomītā, kas tika aizpildītas ar mālu, bet vēlāk notika mālainā materiāla žūšana un dolomīta veidošanās žūšanas plaisās un paligorskīta veidošanās. Minētais norāda uz ilgstošiem subaerālas atsegšanās laikposmiem un mainīgu klimatu to laikā.

Nīkrāces rida atbilst Famenas stāva augšdaļai un aptuveni sakrīt ar *Siphonodella praesulcata* konodontu zonu (Lukševičs et al. 2012) (1.2.attēls). Jūras brahiopodu čaulām no Famenas stāva augšējās daļas nogulumiem Francijā (Griotte svīta, La Serre, Montagne Noire, franču val.) sastādītās C un O izotopu līknes uzrāda būtiskas novirzes vidējās un augšējās *Siphonodella praesulcata* zonas laikposmā, kas atbilst Famenas laikmeta noslēgumam. Šīs izotopu vērtības liecina par lokālām un, iespējams, globālām okeanogrāfisko apstākļu izmaiņām Famenas laikmeta noslēgumā. Tajā skaitā skābekļa izotopu vērtības, iespējams, liecina par īslaicīgu, bet izteiktu leduslaikmetu (Brand et al., 2004).

Globālās paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas parāda, ka vēlā devona vēlajā Famenas laikmetā lielākā Eiramerikas daļa atradās dienvidu puslodē, un ekvators šķērsoja paleokontinenta ziemeļu daļu. Baltijas devona baseins devona beigās atradās dažus grādus no ekvatora (5.1. B attēls). Savukārt paleoklimata rekonstrukcijas pierāda ilgstošu atdzišanu, kas sākās jau agrajā Famenā, bet vēlajam Famenas laikmetam bija raksturīgs jau apledojušs pie dienvidpola esošajā Gondvanas daļā (Scotese, 2014; Linol et al., 2015). Klimata atdzišanas laikposmos valda auksta un sausa klimata apstākļi, un apledojušu laikposmos klimatam var būt raksturīga krasa mainība.



5.1. attēls. Globālā paleoģeogrāfiskā rekonstrukcija devona periodam un tā beigām: (A) vēlā devona Franas laikmets; (B) devona un karbona robeža (Scotese, 2014).
 Apzīmējumi: ar sarkano punktu norādīta Baltijas devona baseina atrašanās vieta.
 Figure 5.1. Global palaeogeographic reconstruction for the Devonian Period and the end of the Devonian: (A) the Frasnian Age of the Late Devonian; (B) the Devonian-Carboniferous Boundary (Scotese, 2014).
 Legend: red point shows location of the Baltic Devonian Basin.

Šīs paleoklimata un paleovides interpretācijas sakrīt ar Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopas uzbūves īpatnībām, kuras ir apskatītas šī darba rezultātu nodaļā un norāda uz vairākkārtēju mitrāka klimata (karsta procesu veidojumi) un sausāka klimata (žūšanas procesu pazīmes, šūnveida tekstūras un paligorskāta veidošanās) nomaiņu (Pipira et al., 2015). Veicot no cauruļveida struktūrām noņemto māla paraugu ģeokīmisko datu pārrēķinu uz paleonokriņu un paleotemperatūras raksturlielumiem (Sheldon, Tabor, 2009), noteikts ikgadējais nokriņu daudzums $374-577 \text{ mm/gadā}$ ($22,69 \cdot (100 \cdot (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + MgO))) - 435,8$) un temperatūra $9,7-11,6 \text{ } ^\circ\text{C}$ robežās

(46,94*(Al/Si)+3,99), kas atbilst aukstam semiarīdam klimatam. Tātad, iespējams, šāds klimats noteica karsta procesu norisi un cauruļveida struktūru izveidi.

Sekojošajos sausāka klimata posmos cauruļveida struktūru māla aizpildījumā veidojās žūšanas plaisas, kā arī palielinājās Ca un Mg koncentrācija virszemes, iespējams, augšņu, ūdeņos. Tā rezultātā izgulsnējās karbonāti, cauruļveida struktūru māla aizpildījumā veidojot dolomīta dzīslīņas. Nīkrāces ridas nogulumos sastopamais māla minerāls paligorskīts parasti veidojas augsnēs arī daļa klimata apstākļos (Alonso-Zarza, 2003; Jiménez-Espinosa, Jiménez-Millán, 2003; Meunier, 2005), kad gada vidējais nokrišņu daudzums ir 50-250 mm un gada vidējā temperatūra 2-10 °C, kā arī semiarīdā klimatā, kad gada vidējais nokrišņu daudzums ir 250-500 mm un gada vidējā temperatūra no 10 līdz 20° C. Illīta-smektīta klātbūtne asociācijā ar paligorskītu norāda uz semiarīda klimata apstākļiem ar zemu ieža/ūdens mijiedarbību un sezonālītāti. Kopumā uzskata, ka kalkrēti, kas asociē ar paligorskītu, norāda uz arī daļa klimata apstākļiem ar gada vidējo nokrišņu daudzumu no 50 līdz 100 mm/gadā (Alonso-Zarza, 2003).

Šie dati norāda uz kopumā nelielu nokrišņu daudzumu un arī daļa klimatu Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās laikā, ko vismaz divos laikposmos nomainīja mitrāka, semiarīda klimata apstākļi, kas bija labvēlīgi karsta procesu attīstībai (Pipira et al., 2015).

Kalkrēti pasaulē parasti veidojas arī daļa līdz semiarīda klimatā ar gada vidējo nokrišņu daudzumu mazāku par 500-600 mm. Tomēr ir aprakstīti kalkrēti, kas veidojušies arī mazāk sausos apstākļos. Vidēji kalkrēti var veidoties tuksneša līdz subhumīda klimata apstākļos nokrišņu daudzumā no 50 līdz 1000 mm/gadā (Alonso-Zarza, 2003).

Kopumā pasaulē pētītajās sedimentācijas sistēmās kalkrēti parasti veidojušies arī daļā klimatā, savukārt klastiskie nogulumu uzkrājušies humīdākā klimatā. Kalkrēti, kas asociē ar oksidētu dzelzi, montmorilonītu un illītu parasti norāda uz semiarīdu klimatu ar gada vidējo nokrišņu daudzumu 100-500 mm/gadā (Alonso-Zarza, 2003). Šādi klimatiskie apstākļi varētu būt attiecināmi arī uz dolokrētu veidošanos Burtņieku svītas Veczemju atsegumā un Amatas svītā Vizulu iezī, kur dolokrētus ietverošo iežu māla minerālu sastāvā dominē illīts, bet mazākā daudzumā sastopams arī jauktslāņu illīts-smektīts, kā arī hlorīts. Franā laimētā bija augsts pasaules okeāna ūdens līmenis un Baltijas devona baseins atradās aptuveni 10° dienvidu platumā (Scotese, 2014) (5.1. A attēls). Savukārt, devona noslēgumā, kad veidojās salīdzinoši biežā Šķerveļa svītas dolokrētu slāņkopa ar izteiktām nogulumu subaerālās atsegšanās pazīmēm, kas norāda uz klimata ariditāti, plātņu kustību dēļ paleobaseina teritorija jau atradās gandrīz pie ekvatora (5.1. B attēls). Domājams, ka klastiskā sedimentācija minēto Burtņieku un Amatas svītas dolokrētus saturošo slāņkopu veidošanās laikā notika mitrākos, semiarīda klimata apstākļos, savukārt paši dolokrēti veidojās sausākos – arī daļa līdz semiarīda klimata apstākļos. Minētais arī norāda uz vairākkārtēju klimatisko apstākļu nomainīšanu Amatas svītas dolokrētu slāņkopas veidošanās laikā, kad dolokrētu veidošanās mijās ar klastisko sedimentāciju.

5.6. Dolokrēti un globālās okeāna ūdens līmeņa svārstības

Promocijas darbā detalizēti dokumentētas subaerālās atsegšanās virsmas Živetas līdz Famenas laimētā, tādēļ apskatīta šo laimētu iespējamo eistatisko ūdens līmeņa svārstību ietekme uz dolokrētu veidošanos tagadējā Latvijas teritorijā.

Živetas laimētam un Franā laimēta sākumam kopumā raksturīgs augsts ūdens līmenis, salīdzinot ar citiem vidējā un vēlā devona laimētiem (Haq, Schutter, 2008). Norādīts pat, ka agrajā Franā laimētā, kas aptuveni sakrīt ar Amatas laimētiem Baltijas paleobaseinā, ūdens līmenis ir sasniedzis savu maksimumu visam vidējam līdz vēlājam

devonam. Īslaicīgās ūdens līmeņa svārstības Živetas un Franas laikmetā lielākoties nesasniedza tik lielu amplitūdu kā devona perioda noslēgumā (Haq, Schutter, 2008).

Pēc citu autoru datiem (Johnson et. al., 1985; Sandberg et al., 2002), Živetas un Franas laikmetam bija raksturīga pakāpeniska ūdens līmeņa celšanās. Živetas laikmetā, visticamāk Burtnieku laikposmā, tiek norādīts Tagānijas notikums (Taghanic onlap vai Taghanic crisis, angļu val.) (Johnson et. al., 1985; Sandberg et al., 2002; Lukševičs, Stinkulis, 2008). Šo Tagānijas notikumu uzskata par globālu izmiršanas epizodi, pirms kuras bija straujš eistatisks ūdens līmeņa kritums (Abboussalam, Becker, 2011). Tomēr ar eistatisko ūdens līmeņa kritumu nevar izskaidrot Burtnieku laikposmā Veczemju klinšu apkārtnē notikušo regresiju un dolokrētu veidošanos, jo šis notikums un veidojums ir lokāls, visticamāk, pašu sedimentācijas procesu plūdmaiņu ietekmētā deltā (Tovmasjana et al., 2011) radīts.

Eistatiskās ūdens līmeņa svārstības, iespējams, bija iemesls plašiem subaerālās atsegšanās procesiem Amatas laikposma beigās. Pēc dažu pētnieku viedokļiem Živetas un Franas laikmetu robeža sakrīt ar Amunau (Amönau) notikumu, kas saistīts ar eistatisko ūdens līmeņa celšanos (Sandberg et al., 2000; Lukševičs, Stinkulis, 2008). Lai gan pēc pašreizējiem priekšstatiem par devona stratigrāfisko iedalījumu Latvijā (Lukševičs et al., 2012) Amatas svīta pieder Franas stāva apakšdaļai, tomēr, nav izslēgts, ka šīs svītas augšdaļā sastopamie un plašā teritorijā izplatītie dolokrēti iezīmē subaerālās atsegšanās virsmu, kas norāda laikposmu pirms Amunau notikuma. Tādā gadījumā Amunau notikums (Sandberg et al., 2000) varētu jau sakrist ar Pļaviņu laikposma sākumu. Iespējams, ka šajā promocijas darbā raksturoto nogulumu subaerālo atsegšanos Amatas laikposma beigu daļā var izskaidrot ar globālu, bet mazas amplitūdas ūdens līmeņa krituma notikumu.

Ievērojams īslaicīgs okeāna ūdens kritums par vismaz 75 m devona beigās, aptuveni Šķerveļa laikposmam atbilstošā epizodē atzīmēts globālajā ūdens līmeņa svārstību līknē (Haq, Schutter, 2008). Ūdens līmeņa kritumu šajā laikposmā atzīmē arī citu ūdens līmeņa svārstību līkņu sastādītāji (Johnson et. al., 1985; Sandberg et al., 2002). Straujo ūdens līmeņa samazināšanos Famenas laikposma beigās saista ar īslaicīgu, bet intensīvu leduslaikmetu (Brand et al., 2004). Ūdens līmeņa krišanās sakrīt ar ievērojamo regresiju Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās laikā un vienlaikus leduslaikmeta attīstība ļauj izskaidrot Nīkrāces ridas dolokrētos novērojamās klimata izmaiņu izpausmes (Pipira et al., 2015).

SECINĀJUMI

Promocijas darbā ir raksturotas subaerālās atsegšanās notikumu pazīmes un veidojumi devona slāņkopā Latvijā. Iepriekšējos gados citu autoru veiktie pētījumi (Savvaitova, 1977; Sorokin, 1981; Kurshs, 1992 u.c.) liecina, ka subaerālās atsegšanās virsmas Latvijas devona griezumā ir plaši izplatītas, tomēr informācija par klimatiskajiem apstākļiem un ģeoloģiskajiem procesiem, kas valdīja atsegšanās laikā, ir ierobežota. Promocijas darbā atklāts, ka visplašāko un precīzāko informāciju par šiem notikumiem sniedz dolokrēti, kuru pētījumiem darbā veltīta galvenā uzmanība.

Nogulumiežu slāņkopu subaerālu atsegšanos ļauj pamatot augsnes profila atklāšana ģeoloģiskajā griezumā, ko droši apstiprina biogēnās ietekmes pazīmes (Zhou, Chafez, 2009; Wright, Tucker, 2009; Alonso-Zarza, Wright, 2010). Tomēr ģeoloģiskajā literatūrā par dažāda vecuma subaerālās atsegšanās veidojumiem daudzos reģionos (Machette, 1985; Theriault, Desrochers 1993; Alonso-Zarza, 2003; Fu et al., 2004; Moussavi-Harami et al., 2009; Wright, Tucker, 2009) ir atspoguļoti plašāki priekšstati par subaerālās atsegšanās pazīmēm, tajā skaitā pedogēnas izcelsmes kalkrētu un dolokrētu abiogēnām pazīmēm. Šie literatūras dati ir izmantoti salīdzināšanai arī promocijas darba ietvaros.

Promocijas darbā pētīto dolokrētu izcelsmes noskaidrošanā nozīmīgas ir līdz šim zināmās interpretācijas par tos saturošo nogulumiežu slāņkopu veidošanos. Burtnieku svītas dolokrēti, kas sastopami Veczemju klintīs, iegul plūdmaiņu ietekmētas deltas nogulumos (Plink-Björklund, Björklund, 1999; Tovmasjana et al., 2011), Amatas svītas dolokrēti iegul nogulumos, kuru uzkrāšanās pēc līdzšinējiem priekšstatiem ir notikusi transgresīvā baseinā (Kurshs, 1992) estuāru apstākļos ar plūdmaiņu ietekmi un pat dominanci (Pontén, Plink-Björklund, 2009), bet Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanos, domājams, ietekmēja tas, ka devona beigās notika apledoījums un pasaules okeāna līmeņa krišanās (Brand et al., 2004; Haq, Schutter, 2008).

Promocijas darba izstrādes gaitā izdarīti vairāki secinājumi par pazīmēm, kas norāda uz nogulumu subaerālu atsegšanos devona periodā, šo notikumu saistību ar paleoklimata izmaiņām un ūdens līmeņa svārstībām.

1. Nogulumu abiogēno morfoloģisko pazīmju, mineraloģisko un ģeoķīmisko kritēriju kompleksu ir iespējams izmantot tādu pedogēnu dolokrētu ģenēzes pierādīšanai, kuros nav augu ietekmes pazīmju vai citu droši nosakāmu biogēnu indikatoru. Liela nozīme subaerālās atsegšanās veidojumu atpazīšanā ir arī dolokrētu horizontu uzbūves un sastāva salīdzināšanai ar līdzīgiem veidojumiem citviet pasaulē, kuru pedogēno izcelsmi apstiprina arī augu atlieku klātbūtne. Subaerālās atsegšanās ietekmi uz dolokrētu veidošanos iespējams pamatot arī, tos salīdzinot ar cita vecuma, labāk izveidotiem un pilnīgāk attīstītiem dolokrētiem tā paša sedimentācijas baseina teritorijā. Tā, Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrētu, kuru pedogēnā izcelsme ir pamatota ar dažādām lauka un laboratorijas metodēm, pazīmes ir izmantotas, lai atrastu potenciālās subaerālās atsegšanās virsmas arī Amatas svītas slāņkopā.

2. Gruntsūdens un pedogēno dolokrētu nošķiršana tikai pēc uzbūves un tekstūrām ir problemātiska, jo šiem abiem dolokrētu paveidiem var būt raksturīgas līdzīgas morfoloģiskās pazīmes. Augšējā devona Amatas un Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrēti ir poliģenētiski, jo to veidošanos ir ietekmējusi gan gruntsūdeņu darbība, gan arī procesi aerācijas zonā. Šo dolokrētu slāņkopu veidošanās laikā ir atkārtājušās vairākas subaerālās atsegšanās epizodes. Vienā un tajā pašā dolokrētu horizontā ir saglabājušās

pazīmes par vairākiem subaerālas atsegšanās notikumiem un vairākkārtējām gruntsūdens līmeņa izmaiņām.

3. Vidējā devona Živetas laikmeta Burtnieku laikposma plūdmaiņu ietekmētas deltas nogulumos Veczemju klintīs ir attīstījies lokāls brekčijveida dolokrētu horizonts, attiecīgajā laikposmā subaerāli atsedzoties ar mālainajiem nogulumiem aizpildītam plūdmaiņu kanālam. Tas pierāda kanāla aizpildījuma slāņkopas subaerālu atsegšanos un apstiprina visas Burtnieku laikposma sedimentācijas sistēmas attīstību sekla ūdens apstākļos tagadējo Veczemju klinšu apkārtnē. Dolokrētu uzbūves īpatnības Veczemju klintīs liecina par atkārtotiem mitrāka un sausāka laika apstākļiem dolokrētu veidošanās laikā, kas raksturīgi semiarīdam vai subhumīdam klimatam, vai arī par gruntsūdens līmeņa svārstībām Burtnieku laikposmā.

4. Vēlā devona Franas laikmeta Amatas laikposmā klastiskajos nogulumos izveidojušies daudzveidīgi pedogēno un gruntsūdens dolokrētu horizonti, kas liecina, ka citu autoru darbos aprakstīto Amatas laikposma baseina transgresīvo attīstību šī laikposma beigās nomainīja regresīva attīstība. Divi dolokrētu intervāli ar identificētajām tiešas subaerālas atsegšanās pazīmēm norāda, ka Amatas svītas veidošanās laikā notikušas vismaz divas subaerālās atsegšanās epizodes. Tā kā karbonātu veidojumi Amatas svītas augšējā daļā ir sastopami plaši, domājams, šīs svītas nogulumu izplatības laukuma lielākajā daļā, tad promocijas darbā iegūtos secinājumus var pielietot arī reģionālai Amatas svītas veidošanās apstākļu interpretācijai.

5. Vēlā devona Famenas laikmeta noslēgumā Nīkrāces laikposmā dolokrētu slāņkopas attīstības laikā Lētīžas upes grīvas apkārtnē ir bijušas vismaz četras subaerālās atsegšanās epizodes. Katrs no četriem Nīkrāces ridā iegulošajiem dolokrētu horizontiem veidojies, dolokrētu cilmiezim atsedzoties Zemes virspusē. Atjaunojoties sedimentācijai, uzkrājies nākamā dolokrētu horizonta cilmieža klastiskais vai jaukta sastāva klastiskais un karbonātiskais materiāls, kas īsi pēc tam cementēts ar dolomītu, un vēlāk subaerāli atsedzies arī jaunizveidotais slānis. Vismaz divās no subaerālās atsegšanās epizodēm notikušas arī klimata izmaiņas – humīdāka klimata pāreja uz arīdāku, kad semiarīda klimata apstākļos attīstījās karsta procesi, bet sausākā, arīdā, klimatā notika žūšanas procesi, šūnveida dolokrētu veidošanās un māla minerāla paligorskīta kristalizācija. Dolokrētu slāņkopas izveidi Nīkrāces laikposmā ierosināja baseina regresija, bet turpmāko dolokrētu attīstību sekmēja gruntsūdens līmeņa svārstības un klimatisko apstākļu mainība. Dolokrētu attīstība pēc vairākām pazīmēm labi korelē ar citu autoru darbos atzīmēto pasaules okeāna līmeņa globālo pazemināšanos un īslaicīgu, bet intensīvu apledojumu tuvu devona-karbons robežai.

Lai labāk izprastu subaerālās atsegšanās laikposmu biežumu, izpausmes un tos ietekmējošos faktorus – klimatu, sedimentācijas režīmu, ūdens līmeņa izmaiņas un citus – turpmākajos pētījumos ir nepieciešams veikt padziļinātu analīzi par dažādām dolokrētu veidošanās epizodēm gruntsūdens un aerācijas zonas apstākļos poliģenētisku dolokrētu slāņkopu ietvaros devona slāņkopā Latvijā. Ir nepieciešams veikt padziļinātus dolokrētu pētījumus arī citos stratigrāfiskajos līmeņos, kā, piemēram, Katlešu svītas Kupravas ridā, kā arī paplašināt pētījumu areālu ārpus Latvijas, citviet Baltijas devona baseinā.

IZMANTOTĀ LITERATŪRA

Publicētā

- Abboussalam, Z. S. Becker, R. T., 2011. The global Taghanic Biocrisis (Givetian) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304, 136-164.
- Achyuthan, H., 2003. Petrologic analysis and geochemistry of the Late Neogene-Early Quaternary hardpan calcretes of Western Rajasthan, India. *Quaternary International* 106-107, 3-10.
- Al-Ani, T., Sarapää, O., 2008. *Clay and clay mineralogy. Physical – chemical properties and industrial uses*. Geological Survey of Finland, Espo, 94 pp.
- Algeo, T. J., Scheckler, S. E., Maynard, J. B., 2001. Effects of the Middle to Late Devonian spread of vascular land plants on weathering regimes, marine biotas, and global climate. In Gensel, P. G., Edwards, D. (eds.), *Plants Invade the Land, Evolutionary and Environmental Perspectives*. Columbia Univ. Press, New York, pp. 213-236.
- Allan, J. R., Matthews, R. K., 1982. Isotopes signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797-817.
- Alonso-Zarza, A. M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Science Reviews* 60, 261-298.
- Alonso-Zarza, A. M., Wright, P. V., 2010. Calcretes. In Alonso-Zarza, A. M., Tanner, L. H. (eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology* 61. Elsevier, Amsterdam, pp. 225-268.
- Banner, J. L., Hanson, G. N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace-element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 3123-3137.
- Brand, U., Legrand-Blain, M., Steel, M., 2004. Biochemostratigraphy of the Devonian-Carboniferous boundary global stratotype section and point, Griotte Formation, La Serre, Montagne Noire, France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205, 337-357.
- Brangulis, A. J., Kaņevs, S., 2002. *Latvijas tektonika*. Rīga, Valsts ģeoloģijas dienests, 50 lpp.
- Brangulis, A., Kuršs, V., Misāns, J., Stinkulis, Ģ., 1998. *Latvijas ģeoloģija. 1:500 000 mēroga ģeoloģiskā karte un pirmskvartāra nogulumu apraksts*. Rīga, Valsts ģeoloģijas dienests, 70 lpp.
- Brasier, A. T., 2011. Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: Processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Science Reviews* 104, 213-239.
- Burt, R. (ed.), 2004. *Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report, 42, Version 4.0*. United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Washington, 693 pp.
- Bustillo, M. A., Arribas, M. E., Bustillo, M., 2002. Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 151, 107-126.
- Calner, M., Lehnert, O., Nölvak, J., 2010. Palaeokarst evidence for widespread regression and subaerial exposure in the middle Katian (Upper Ordovician) of Baltoscandia: Significance for global climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296, 235-247.

- Candy, I., Black, S., Sellwood, B. W., 2004. Quantifying time scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria. *Sedimentary Geology* 170, 177-187.
- Casado, A. I., Alonso-Zarza, A. M., La Iglesia, A., 2014. Morphology and origin of dolomite in paleosols and lacustrine sequences. Examples from the Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentary Geology* 312, 50-62.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Chow, N., Wendte, J., 2011. Palaeosols and palaeokarst beneath subaerial unconformities in an Upper Devonian isolated reef complex (Judy Creek), Swan Hills Formation, west-central Alberta, Canada. *Sedimentology* 58, 960-993.
- Díaz-Hernández, J. L., Sánchez-Navas, A., Reyes, E., 2013. Isotopic evidence for dolomite formation in soils. *Chemical Geology* 347, 20-33.
- Durand, N., Gunnell, Y., Curmi, P. Y., Ahmad, S., 2007. Pedogenic carbonates on Precambrian silicate rocks in South India: Origin and paleoclimatic significance. *Quaternary International* 162-163, 35-49.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, 797 pp.
- Esteban, M., Klappa, C. F., 1983. Subaerial exposure environments. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), *Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir* 33, pp. 1-96.
- Fairchild, I., Marshall, J. D., Bertrand-Sarafati, J., 1990. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influence of primary mineralogy and diagenesis. *American Journal of Science* 290-A, 46-79.
- Friedman, G. M., Sanders, J. E., 1978. *Principles of Sedimentology*. John Wiley and Sons, New York, 792 pp.
- Fu, Q., Qing, H., Bergman, K. M., 2004. Dolomitized calcrete in the Middle Devonian Winnipegosis carbonate mounds, subsurface of south-central Saskatchewan, Canada. *Sedimentary Geology* 168, 49-69.
- Goldstein, R. H., 1991. Stable isotope signatures associated with paleosols, Pennsylvanian Holder Formation, New Mexico. *Sedimentology* 38, 67-77.
- Haq, B. U., Schutter, S. R., 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science* 322, 64-68.
- Jiménez-Espinosa, R., Jiménez-Millán, J., 2003. Calcrete development in Mediterranean colluvial carbonate systems from SE Spain. *Journal of Arid Environments* 53, 479-489.
- Johnson, J. G., Klapper, G., Sandberg, C. A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* 96, pp. 567-587.
- Kaplan, M. Y., Eren, M., Kadir, S., Kapur, S., Hugett, J., 2014. A microscopic approach to the pedogenic formation of palygorskite associated with Quaternary calcretes of the Adana area, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 23, 559-574.
- Kearsey, T., Twitchett, R. J., Newell, A. J., 2012. The origin and significance of pedogenic dolomite from the Upper Permian of the South Urals of Russia. *Geological Magazine* 149, 291-307.
- Khalaf, F. I., 2007. Occurrences and genesis of calcrete and dolocrete in the Mio-Pleistocene fluvial sequence in Kuwait, northeast Arabian Peninsula, *Sedimentary Geology* 199, 129-139.
- Khidir, A., Catuneanu, O., 2009. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks as a tool for identifying sequence boundaries in non-marine successions: the Coalspur Formation, west-central Alberta. *Geologos* 15 (3-4), 169-180.

- Kleesment, A., 1997. Formation of the Territory, Devonian sedimentation basin. *In* Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, pp. 205-209.
- Kleesment, A., Mark-Kurik, E., 1997. Sedimentary cover, Devonian. *In* Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.), *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers, Tallinn, pp. 107–121.
- Kondratjeva, S., Hodireva, V., 2000. *Latvijas dolomīti*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 79 lpp.
- Kumarevel, V., Sangode, S. J., Siva Siddaiah, N., Kumar, R., 2009. Major Element Geochemical Variations in a Miocene-Pliocene Siwalik Paleosol Sequence: Implications to Soil Forming Processes in the Himalayan Foreland Basin. *Journal of Geological Society of India* 73, 759-772.
- Kurshs, V. M., 1975. *Litologiya i poleznie iskopaemie terrigenogo devona Glavnogo polya*. Zinatne, Riga, 216 p. (in Russian)
- Kurshs, V. M., 1992. *Devonskoe terrigenoe osadkonakoplenie na Glavnom devonskom pole*. Zinatne, Riga, 208 p. (in Russian)
- Kurshs, V., Stinkulis, Ģ., 1998. Middle Devonian clastic and carbonate transitional facies in the eastern Baltic. *15th International Sedimentological Congress, Alicante: Abstracts*. Alicante, pp. 488-490.
- Lyarskaya, L. A., 1981. Kemerskaja svita. *In* Sorokin, V. S. (ed.), *Devon i karbon Pribaltiki*. Riga, Zinatne, pp. 51-61 (in Russian)
- Linol, B., de Wit, M. J., Milani, E. J., Guillocheau, F., Robin, C., Dateuil, O., 2015. New Regional Correlations Between the Congo, Parana and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana. *In* de Wit, M., Guillocheau, F., de Wit, M. C. J. (eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Springer Verlag, Berlin, pp. 245-270.
- Lukševičs, E., Stinkulis, Ģ., 2008. Sea-level and biotic changes, events and stratigraphy of the Upper Devonian of Latvia. *In* Hints, O., Ainsaar L., Männik, P., Meidla, T. (eds.), *The Seventh Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts and Field Guide*. Geological Society of Estonia, Tallinn. pp. 44.
- Lukševičs, E., Stinkulis, Ģ., Mūrnieks, A., Popovs, K., 2012. Geological evolution of the Baltic Artesian Basin. University of Latvia. *In* Dēliņa, A., Kalvāns, A., Saks, T., Bethers, U., Vircavs, V. (eds.), *Highlights of groundwater research in the Baltic Artesian Basin*, Riga, pp. 7-52.
- Machette, M. N., 1985. Calcic soils of southwestern United States. *In* Weide, D. L. (ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Special Paper, Geological Society of America, vol. 203, pp. 1-21.
- Mack, G. H., Tabor, N. J., Zollinger, H. J., 2010. Palaeosols and sequence stratigraphy of the Lower Permian Abo Member, south-central New Mexico, USA. *Sedimentology* 57, 1566-1583.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Grillo, S. M., 2004. Subaerial exposure surfaces in a Palaeoproterozoic ¹³C-rich dolostone sequence from the Pechenga Greenstone Belt: palaeoenvironmental and isotopic implications for the 2330–2060 Ma global isotope excursion of ¹³C/¹²C. *Precambrian Research* 133, 75-103.
- Meunier, A., 2005. *Clays*. Springer, Berlin, 467 pp.
- Moore, D. M., Reynolds, R. C., 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2nd edition). Oxford University Press, New York, 378 pp.
- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Brenner, R. L., Mortazavi, M., 2009. Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial

- deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research* 30, 1146-1156.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., Price, R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during chemical weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1659-1666.
- Newell, A., Benton, J. M., Kearsley, T., Taylor, G., Twitchett, R. J., Tverdokhlebov, V. P., 2012. Calcretes, fluviolacustrine sediments and subsidence patterns in Permo-Triassic salt-walled minibasins of the south Urals, Russia. *Sedimentology* 59, 1659-1676.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 432 pp.
- Paškevičius, J., 1997. *The geology of the Baltic republics*. Lietuvos geologijos tarnyba, Vilnius, 387 pp.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J. P., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., Seguel, O., 2011. Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, North-Central Chile. *Geomorphology* 132, 34-248.
- Pipira, D., 2013. Māla minerālu analīzes pielietojums selektīvai nogulumu slāņkopu izdalīšanai. *Valsts pētījumu programmas rakstu krājums: Vietējo resursu ilgtspējīga izmantošana – jauni produkti un tehnoloģijas (NatRes)*. Latvijas valsts koksnes ķīmijas institūts, Rīga, 61-65.
- Pipira, D., Stinkulis, Ģ., 2015. Dolokrētu veidojumi devona Burtņieku svītas mālainajos nogulumos Veczemju klintīs. *LU rakstu Zemes un Vides zinātņu sērija* [pieņemts publicēšanai]
- Pipira, D., Vircava, I., Stinkulis, Ģ., Jurševska, L., 2015. Multiple palaeosol formation events during the latest Devonian (Šķervelis Formation, Latvia). *Sedimentary Geology* [sagatavots publicēšanai]
- Plink-Björklund P., Björklund L. 1999. Sedimentary response in the Baltic Devonian Basin to post-collisional events in the Scandinavian Caledonides. *GFF*, 121, 79-80.
- Pontén, A., Plink-Björklund, P., 2007. Depositional environments in an extensive tide-influenced delta plain, Middle Devonian Gauja Formation, Devonian Baltic Basin. *Sedimentology* 54, 969-1006.
- Pontén, A., Plink-Björklund, P., 2009. Regressive to transgressive transits reflected in tidal bars, Middle Devonian Baltic Basin. *Sedimentary Geology* 218, 48-60.
- Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C., Blackwood, D. S., 2002. *A Laboratory Manual for X-Ray Powder Diffraction*. U. S. Geological Survey Open-File Report 01-041, 33 pp.
- Poprawa, P., Šliaupa, S., Stephenson, R., Lazauskienė, J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. *Tectonophysics* 314, 219-239.
- Railsback, B., Holland, M. S., Hunter, D. M., R, Jordan, E. M., Díaz, J. R., Crowe, D. E., 2003. Controls on geochemical expression of subaerial exposure in ordovician limestones from the Nashville Dome, Tennessee, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 77, 159-169.
- Rameil, N., Immenhauser, A., Csoma, A. E., Warrlich, G., 2012. Surfaces with a long history: the Aptian top Shuaiba Formation unconformity, Sultanate of Oman. *Sedimentology* 59, 212-248.
- Reeves, C. C. J., 1970. Origin, classification and geologic history of caliche on the southern high plains, Texas and eastern New Mexico. *Journal of Geology* 78, 352-362.

- Renault, R. W., 1993. Zeolitic diagenesis of late Quaternary fluviolacustrine sediments and associated calcrete formation in the Lake Bogoria Basin, Kenya Rift Valley. *Sedimentology* 40, 271-301.
- Revees, G. M., Sims, I., Cripps, J. C. (eds.), 2006. *Clay Materials Used in Constructions*. London, Geological Society, 525 pp.
- Ringrose, S., Huntsman-Mapila, P., Kampunzu, A. B., Downey, W., Coetzee, S., Vink, B., Matheson, W., Vanderpost, C., 2005. Sedimentological and geochemical evidence for palaeo-environmental change in the Makgadikgadi subbasin, in relation to the MOZ rift depression, Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217, 265-287.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics* 365, Issues 1-4, 283-299.
- Sánchez-Román, M., Romanek, C. S., Fernández-Remolar, D. C., Sánchez-Navas, A., McKenzie, J. A., Pibernat, R. A., Vasconcelos, C. 2011. Aerobic biomineralization of Mg-rich carbonates: Implications for natural environments. *Chemical Geology* 281, 143-150.
- Sandberg, C. A., Morrow, J. R. & Ziegler, W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events and mass extinctions. *Geol. Soc. of America, Spec. Papers* 356, pp. 473-487.
- Savvaitova, L. S., 1977. *Famen Pribaltiki*. Riga, 128 p. (in Russian)
- Schmid, S., Worden, R. H., Fisher, Q. J., 2006. Sedimentary facies and the context of dolocrete in the Lower Triassic Sherwood Sandstone group: Corrib Field west of Ireland, *Sedimentary Geology* 187, 205-227.
- Scotese, C. R., 2014. Atlas of Devonian Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 4, The Late Paleozoic, Maps 65-72, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sheldon, N. D., Tabor, N. J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *EarthScience Reviews* 95, 1-52.
- Smith, G. L., Dott, R. H. Jr., Byers, C. W., 1997. AUGHIGENIC Silica Fabrics Associated with Cambro-Ordovician Uncormities in the Upper Midwest. *Geoscience Wisconsin* 16, 25-36.
- Sorokin, V.S., 1978a. *Etapy razvitija Severo-Zapada Russkoj platformi vo franskom veke*. Riga, Zinatne, 282 p. (in Russian)
- Sorokin, V.S., 1978b. Verkhnefranski podjarus Glavnogo devonskogo polja. *Stratigrafija fanerozoja Pribaltiki*. Riga, Zinatne, pp. 44-111. (in Russian)
- Sorokin, V. S., 1981. Franskii jarus. In Sorokin, V. S. (ed.), *Devon i karbon Pribaltiki*. Riga, Zinatne, pp. 240-258 (in Russian)
- Stinkulis, Ģ., 2004. Karbonātu veidojumi Šķerveļa svītas nogulumos. *LU 62. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 177.
- Stinkulis, Ģ., 2006. Dolomīta garozas Latvijas devona klastiskajos nogulumos – jūru regresiju pazīmes. *LU 64. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 210-211.
- Stinkulis, Ģ., Indāns, I., Ignāte, L., 2007. Devona Šķerveļa svītas nogulumi un to veidošanās apstākļi. *LU 65. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 202-204.
- Stinkulis, Ģ., Petrikas, A., 2011. Karbonātu minerāli un to veidošanās apstākļi devona Katlešu un Ogres svītā. *LU 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 384-386.

- Stinkulis, Ģ., Pipira, D., 2015. Devona Amatas svītas nogulumiežos sastopamo karbonātu ieslēgumu izpausmes reljefā Latvijā. *Latvijas Universitātes 73. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 220-222.
- Stinkulis, Ģ., Spruženiece L., 2011. Dolocretes as indicators of the subaerial exposure episodes in the Baltic Devonian palaeobasin. In Lukševičs, E., Stinkulis, Ģ., Vasiļkova, L. (eds.), *The Eighth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts*. University of Latvia, Riga, pp. 62.
- Tabor, N. H., , Montañez, I. P., 2004. Morphology and distribution of fossil soils in the Permo-Pennsylvanian Wichita and Bowie Groups, north-central Texas, USA: implications for western equatorial Pangean palaeoclimate during icehouse–greenhouse transition. *Sedimentology* 51, 851-884.
- Tabor, N. J., Smith, R. M. H., Steyer, S., Sidor, C. A., Poulsen, C. J., 2011. The Permian Moradi Formation of northern Niger: Paleosol morphology, petrography and mineralogy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 200-213.
- Tānavsū-Milkeviciene, K., Plink-Björklund, P., 2009. Recognizing tide-dominated versus tide-influenced deltas: Middle Devonian strata of the Baltic Basin. *Journal of Sedimentary Research* 79, 887-905.
- Tānavsū-Milkeviciene, K., Plink-Björklund, P., Kirsimae, K., Ainsaar, L., 2009. Coeval versus reciprocal mixed carbonate–siliciclastic deposition, Middle Devonian Baltic Basin, Eastern Europe: implications from the regional tectonic development. *Sedimentology* 56, 1250-1274.
- Theriault, P., A., Desrochers, A., 1993. Carboniferous calcretes in the Canadian Arctic. *Sedimentology* 40, 449-465.
- Thiry, M., Schmitt, J. M., Simon-Coinçon, R., 1999. Problems, progress and future research concerning palaeoweathering and paleosurfaces. In Thiry, M., Simon-Coinçon, R. (eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publications of International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, Alden, pp. 3-17.
- Tovmašjana, K., Plinka-Björklunde, P., 2010. Estuāru un deltu nogulumu faciālās atšķirības un to salīdzinājums griezumā. LU 68. zinātniskā konference. *Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 378-380.
- Tovmašjana, K., Stinkulis, Ģ., Krakopa, E., Zupiņš, I., 2011. Sandstones, clayey deposits and dolocretes of the Devonian Burtņieki Formation in the Veczemji Cliff. In Stinkulis, Ģ., Zelčs, V. (eds.), *The Eight Baltic Stratigraphical Conference. Post-Conference Field Excursion Guidebook*. Riga, University of Latvia, pp. 52-55.
- Tucker, M. E., 1991. *Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Blackwell Scientific, Oxford, 260 pp.
- Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Publications, Oxford, 496 pp.
- Vepraskas, M. J., Wilson, M. A., 2008. Soil Micromorphology: Mineralogical methods. In Ulery, A. L., Drees, L. R. (eds.), *Methods of Soil Analysis: Mineralogical methods*. Soil Science Society of America, Madison, pp. 191-226.
- Watts, N. L., 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology* 27, 661-686.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30, 377-392.
- Wright, V. P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews* 35, 367-395.

- Wright, V. P., Tucker, M. E., 2009. Calcretes: an introduction. *In* Wright, V. P., Tucker, M. E. (eds.), *Calcretes*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists, Reprint Series Volume 2, Blackwell, Oxford, pp. 1-24.
- Zhou, J., Chafetz, H. S., 2009. Biogenic caliches in Texas: The role of organisms and effect of climate *Sedimentary Geology* 222, 207-225.

Nepublicētā

- Gailīte, L. I., Kuršs, V., Lukševiča, L., Lukševičs, E., Pomeranceva, R., Savaitova, L., Stinkulis, Ģ., Zabele, A., 2000. *Latvijas pamatiežu ģeoloģisko karšu apzīmējumi*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 101 lpp.
- Sandberg, C. A., Ziegler, W., Morrow, J. R., 2000. Late Devonian events and mass extinctions. *International conference on Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Conference abstracts*: <http://www.lpi.usra.edu/meetings/impact2000/pdf/3016.pdf>
- Stinkulis, Ģ., 1998. Latvijas devona klastisko-karbonātiežu un kaļķakmeņu-dolomītu pārejas zonu sedimentoloģija un mineraloģija. Disertācija. Latvijas Universitāte, Rīga, 228 lpp.