

LATVIJAS UNIVERSITĀTE
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE
ĢEOLOĢIJAS NODAĻA

**AUGŠĒJĀ DEVONA ŠĶERVEĻA SVĪTAS DOLOKRĒTU UZBŪVE UN
SASTĀVS LĒTĪŽAS GRĪVAS ATSEGUMĀ**

BAKALaura DARBS

Autore: Lauma Jurševska

Stud. apl.: lj11035

Darba vadītāja: Daiga Pipira, Dr. ģeol. stud., pētniece

RĪGA 2015

SATURS

ANOTĀCIJA.....	4
ANNOTATION.....	5
IEVADS.....	6
1. ŠĶERVEĻA SVĪTAS IZPLATĪBA UN ĢEOLOĢISKĀ UZBŪVE.....	8
2. ŠĶERVEĻA LAIKPOSMA PALEOĢEOGRĀFISKIE APSTĀKĻI.....	10
3. KARBONĀTU GAROZAS – KALKRĒTI UN DOLOKRĒTI, UN TO PAZĪMES.....	13
3.1. Kalkrētu klasifikācijas principi.....	14
3.2. Kalkrētu biogēnās un abiogēnās mikrotekstūras	15
3.3. Augšnes kalkrētu uzbūve, morfoloģiskās pazīmes un veidošanās	18
3.3.1. Idealizētais jeb klasiskais kalkrētu veidošanās modelis.....	20
3.3.2. Rizogēnais kalkrētu veidošanās modelis.....	23
3.3.3. Progresīvās pārveidošanās kalkrētu modelis.....	23
3.4. Nepedogēnās izcelsmes kalkrēti.....	23
4. MATERIĀLI UN METODES.....	26
4.1. Lauka pētījumi.....	26
4.2. Laboratorijas darbi.....	28
4.2.1. Pieslīpējumu izgatavošana.....	28
4.2.2. Plānslīpējumu izgatavošana.....	30
4.3. Kamerālie darbi.....	33
5. REZULTĀTI.....	34
5.1. Pētītā atseguma griezumš.....	34
5.2. Dolokrētu struktūras un tekstūras slīpējumos un plānslīpējumos.....	37
5.2.1. Pirmā slāņa dolokrēti.....	37
5.2.2. Otrā slāņa dolokrēti.....	41
5.2.3. Trešā slāņa dolokrēti.....	50
5.3.4. Ceturtā slāņa dolokrēti.....	57
6. DISKUSIJA UN INTERPRETĀCIJA.....	63
6.1. Nīkrāces ridas dolokrētu tekstūras	64
6.1.1. Pizoīdi.....	64
6.1.2. Rizoīdi.....	67
6.1.3. Sīkslāņotās josliņas jeb laminārie slānīši.....	68
6.1.4. Peldošie kvarca graudi.....	68

6.1.5. Sarežģītas plaisu sistēmas un riņķveida plaisas.....	69
6.1.6. Karbonātiski kunkuļi	69
6.1.7. Pirīts, dolomīta kristāli ar tumšiem centriem un ieapaļi dolomīta kristāli	70
6.1.8. Krams	70
6.2. Nīkrāces ridas slāņkopas uzbūve.....	71
6.4. Dolokrētu ģenēzes noskaidrošanas problēmas.....	72
6.3. Paleoģeogrāfiskie apstākļi Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās laikposmā.....	74
SECINĀJUMI.....	75
LITERATŪRAS SARAKSTS.....	76

ANOTĀCIJA

Bakalaura darbā ir raksturota augšējā devona Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopas uzbūve un sastāvs Lēfīžas grīvas atsegumā. Lauka pētījumos sastādīts slāņkopas ģeoloģiskais griezumums un noņemti paraugi. Laboratorijā veikta nogulumiežu tekstūru analīze pieslīpējumos un plānslīpējumos. Plānslīpējumos novērotas dolokrētu pazīmes, kas liecina par to veidošanos gan augsnes apstākļos, gan arī norāda uz gruntsūdens ietekmi slāņkopas veidošanās laikā. Uz augsnes dolokrētiem norāda mikrītiska dolomīta kunkuļi, peldošo kvarca graudu tekstūras, sīkslāņotās josliņas, pizoīdi apgrieztajā gradācijas slāņojumā, tiltveida dolomīta cements starp pizoīdiem un rizoīdu pazīmes. Par gruntsūdens procesu ietekmi dokumentētā atseguma dolokrētos liecina pirmajā un otrajā slānī sastopamais krams un pirīts visos griezuma slāņos.

Atslēgas vārdi: Famenas stāvs, pedogēnie procesi, gruntsūdens līmenis, pizoīdi, sīkslāņotās josliņas, rizoīdi.

ANNOTATION

Bachelor's thesis "Structure and composition of dolocretes of the Upper Devonian Šķervelis Formation from the outcrop by the Lētiža River" discusses the microtextures and features of dolocretes in the section of above mentioned outcrop. Fieldwork was carried out in order to draw up a geologic column and obtain rock samples. The textures of dolocretes were analysed in polished slabs and thin sections. Features found in thin sections revealed that the dolocrete bed had formed as a result of interplay between pedogenesis and processes dictated by fluctuating groundwater table. Micritic nodules, floating quartz grains, micritic wavy lamina, pisoids displaying reverse grading and bridge-like contacts and several rhizoids correspond to pedogenic dolocretes while presence of chert in the first and second strata and pyrite inclusions in whole bed suggest influence of groundwater.

Keywords: Famennian Stage, pedogenesis, groundwater table, pisoids, laminar crusts, rhizoids.

IEVADS

Karbonātisko garozu pētījumu aizsākumi pasaulē meklējami jau aptuveni pirms pusgadsimta, taču tieši pēdējo 30 gadu laikā interese par šiem arīda klimata un kontinentālo apstākļu lieciniekiem ir strauji augusi. Zināšanas par kalkrētiem un dolokrētiem un to pazīmēm dod iespēju pārvērtēt agrāk veiktos pētījumus jaunā gaismā un pierādīt, ka karbonātiskie nogulumi, kas iepriekš dokumentēti kā seklu jūru veidojumi, ir veidojušies subaerālās atsegšanās apstākļos (Gerhard et al., 1982; Cao and Xue, 1983; Packard et al., 2002, citēts Fu et al., 2004). Šādu atklājumu rezultātā tiek precizētas paleobaseinu līmeņu svārstības, sedimentācijas vide un senie klimatiskie apstākļi.

Arī Latvijā pēdējo desmit piecpadsmit gadu laikā sedimentoloģiskajos pētījumos pastiprināta vērība tiek pievērsta iespējamo karbonātu garozu atpazīšanai un raksturošanai. Viena no vizuāli iespaidīgākajām dolokrētu slāņkopām Latvijā ir sastopama augšējā devona Šķerveļa svītas Nīkrāces ridā. Lai arī šīs svītas nogulumu pētījumi tika veikti jau 1970. gados (Савваитова, 1977), 21. gadsimtā sedimentologi pārvērtē ridas veidošanās apstākļus, norādot, ka nogulumi, iespējams, varētu būt veidojušies nevis seklos jūras, bet gan sauszemes apstākļos kā karbonātu garozas (Stinkulis, 2004; Stinkulis, 2006; Stinkulis and Spruzeniece, 2011; Pipira, 2015). Hipotēze par devona dolokrētiem Latvijā vēl ir pavisam jauna un veikto pētījumu detalitātes pakāpe joprojām ir nepietiekama - nepieciešams ievākt vairāk paraugu un izgatavot papildu plānslīpējumus, lai skaidri un nepārprotami tiktu atpazītas un interpretētas raksturīgās karbonātu garozas pazīmes - tāpēc pētījumi līdz šim pazīstamākajā un detalizētāk raksturotajā Lētīžas grīvas atsegumā joprojām ir aktuāli.

Bakalaura darba **mērķis** ir noskaidrot augšējā devona Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu slāņkopas uzbūvi un sastāvu, kā arī piederību noteiktai dolokrētu morfoloģiskajai grupai Lētīžas grīvas atsegumā.

Mērķa sasniegšanai tika izvirzīti šādi **uzdevumi**:

1. Apkopot ģeoloģisko literatūru par Šķerveļa svītas litoloģisko sastāvu un līdzšinējām paleoģeogrāfiskajām rekonstrukcijām;
2. Apkopot literatūru par karbonātu garozām – dolokrētiem un kalkrētiem – un tiem raksturīgajām pazīmēm;
3. Veikt Nīkrāces ridas nogulumu detalizētu dokumentāciju lauka apstākļos, pievēršot īpašu uzmanību dolokrētu pazīmēm;

4. Raksturot Šķerveļa svītas dolokrētu paraugus pieslīpējumos un analizēt no attiecīgajiem pieslīpējumiem izgatavotos plānslīpējumus,.
5. Izmantojot iegūtos datus par Nīkrāces ridas nogulumu slāņkopas uzbūvi un sastāvu, interpretēt dolokrētu mikrotekstūru paveidus un slāņkopas piederību dolokrētu morfoloģiskajai grupai.

Bakalaura darba lauka pētījumos tika dokumentēts Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas atsegums Lētižas upes kreisajā krastā aptuveni 200 metrus augšpus tās ietekai Ventā. Sadarbībā ar M. ģeol. Daigu Pipiru veikta Nīkrāces ridas slāņkopas ģeoloģiskā griezuma sastādīšana reprezentatīvā atsegumu joslas posmā un noņemti 25 nogulumiežu paraugi, kā arī izgatavots 21 pieslīpējums, bet šī bakalaura darba autore laboratorijā no attiecīgajiem pieslīpējumiem izgatavojusi un analizējusi 13 plānslīpējumus. Plānslīpējumu analīze veikta polarizācijas mikroskopā gan caurejošā, gan polarizētā gaismā.

Bakalaura darba 79 lappušu lielo apjomu veido 6 izklāsta nodaļas, ievads, secinājumi un literatūras saraksts. Teksts ir papildināts ar 1 tabulu un 23 attēliem. Literatūras apskats aizņem pirmās trīs darba nodaļas. Pirmajā nodaļā tiek apskatīta Šķerveļa svītas izplatība un ģeoloģiskā uzbūve, otrajā nodaļā sniegta informācija par Šķerveļa laikposma paleoģeogrāfiskajiem apstākļiem. Savukārt, trešajā nodaļā, izmantojot vairākas apakšnodaļas tiek izvērsti aprakstīti dolokrēti un kalkrēti un to identifikācijas kritēriji. Ceturtnodaļā "Materiāli un metodes" ietver lauku, kamerālo un laboratorijas darbu aprakstu, vislielāko uzmanību pievēršot plānslīpējumu izgatavošanas metodikai. Piektajā nodaļā ir atspoguļoti iegūtie rezultāti - dokumentētā dolokrētu atseguma posma griezums un tā apraksts, pieslīpējumu pētījumi un detalizēta plānslīpējumu analīze, kas papildināta ar plašu vizuālo materiālu. Sestajā nodaļā ir interpretētas Nīkrāces ridas dolokrētu tekstūras, analizēta slāņkopas uzbūve, apskatīta dolokrētu ģenēzes problemātika, kā arī diskutēts par paleoģeogrāfiskajiem apstākļiem nogulumu veidošanās laikposmā.

1. ŠĶERVEĻA SVĪTAS IZPLATĪBA UN ĢEOLOĢISKĀ UZBŪVE

Augšējā devona Famenas stāva Šķerveļa svītu 1954. gadā pirmoreiz izdalījis latviešu ģeologs Pēteris Liepiņš, nosaucot to Šķerveļa upes vārdā, kuras kreisajā krastā, netālu no ietekas Ventā, atrodas viens no Šķerveļa svītas atsegumiem (Савваитова, 1977). Vēlāk gan par svītas stratotipu tika pieņemts Ātrā kalna kraujas atsegums Ventas upes kreisajā krastā 1 km augšpus Varkaļu mājām, jo pie Šķerveļa upes atsedzas tikai svītas augšējā daļa – Nīkrāce rida, savukārt Ātrā kalna kraujas atsegums raksturo visu svītu kopumā – gan Nīkrāce ridu, gan tai pagulošo Gobdziņu ridu, un kopā sasniedz 19 m biezumu (Савваитова, 1977). Ventas labajā krastā, pie Gobdziņu mājām aptuveni puskilometru lejpus Ātrajam kalnam atsedzas Gobdziņu klintis – ap 11 metrus augsts un 400 metrus plats atsegums. Lētižas upes kreisajā krastā aptuveni 200 m augšpus tās grīvas atrodas Šķerveļa svītas augšējās ridas atsegums – 200 m gara un 3–4 m augsta dolomīta atseguma siena.

Šķerveļa svīta Latvijas teritorijā izplatīta tikai dienvidrietumu daļā un Lietuvas ziemeļrietumos. Tās kopējais biezums svārstās no 14 līdz 22 metriem (Савваитова, 1981). Svītas virsas augstums ziemeļu un ziemeļaustrumu daļā ir 5-15 m virs jūras līmeņa, bet dienvidrietumu daļā pie Rucavas tā ieguļ jau līdz 158 m zem jūras līmeņa (Savvaitova, 1994). Svītas nogulumu pamatiežu virsmā atsedzas divās šaurās joslās kopējā izplatības areāla ziemeļaustrumos un ziemeļos. Ziemeļaustrumu josla šķērso Saldus pauguraini, Vārmes nolaidenumu un Pieventas līdzenumu, bet ziemeļu josla - Bandavas pauguraini, Vārtājas viļņoto līdzenumu un Bārtavas līdzenumu (LVGD Dabas apvidi).

Šķerveļa svītu veido divas pēc litoloģiskā sastāva atšķirīgas ridas – Gobdziņu rida un Nīkrāces rida.

Aptuveni 16 m biezā Gobdziņu rida uzguļ Ketleru svītas domerītiem, mālainajiem aleirolītiem un māliem. Gobdziņu ridu veido smalkgraudaini vai ļoti smalkgraudaini zaļgandzeltenīgi un zaļganpelēki smilšakmeņi ar slīpslāņotu tekstūru. Smilšakmeņiem raksturīgs arī nevienmērīgas izplatības un dažādas stiprības dolomīta cements (Brangulis u.c., 1998). Vietām karbonātiskās starpkārtās ir konstatēti nelieli mikrokristāliska dolomīta cauruļveida sakopojumi, kā arī slāņojuma virzienā orientētas garoziņas. Šādus dolomīta veidojumus L. Savvaitova interpretē kā aļģu darbības rezultātu (Савваитова, 1977). Pašā ridas pamatnē ieguļ nedaudz atšķirīgi nogulumu – brūnganpelēcīgi gravelītsmilšakmeņi, kas sastāv no zaļganpelēkām dolomītiska aleirolīta atlūzām, smalkgraudainas kvarca smilts matrices un smalkkristāliska vai ļoti smalkkristāliska plankumaina dolomīta cementa. Ridās izplatības areāla dienvidu un dienvidrietumu daļā (Nīkrāces un Nīcas apvidū) Gobdziņu ridas

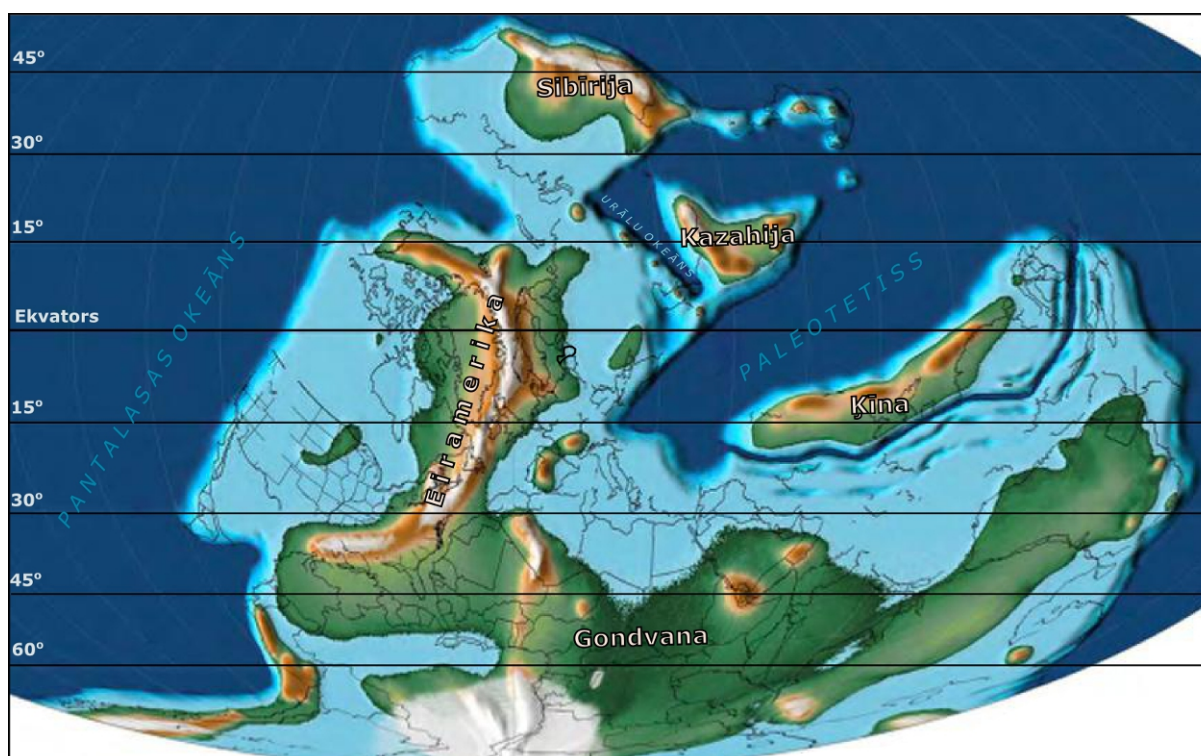
apakšējā daļa sastāv arī no smilšaini karbonātiskiem nogulumiem, bet augšējo daļu veido dolomītmerģeļi ar dolomītu un mālu starpkārtām (Brangulis u.c., 1998).

Nīkrāces ridā, kas veido Šķerveļa svītas augšējo daļu, dominē karbonātieži. Ridas biezums mainās no 3 līdz 5 metriem. Pagājušā gadsimta ģeoloģiskajā literatūrā Nīkrāces ridas karbonātiskie nogulumi tiek raksturoti kā sārti, pelēcīgi un zaļganpelēki dolomīti, kuri vietām satur stromatolītus, onkolītus, neregulāras formas dolomīta sakopojumus (Brangulis u.c., 1998). Šīs pazīmes, tāpat kā bieži sastopamā dolomītu šūnveida–tīklveida tekstūra tiek saistīta ar iespējamo aļģu darbību (Савваитова, 1977). Tiek aprakstīti arī pārkramoti dolomīti, kuros SiO₂ saturs atsevišķos iecirkņos ir lielāks par 80-90%, kā arī šūnveida māla ieslēgumos konstatēts māla minerāls paligorskīts, kurš parasti asociē ar kramainiem nogulumiem (Brangulis u.c., 1998).

Nīkrāces ridas apakšējā daļa sastāv no zaļgandzeltenīgiem dolomītiem, kas vietām ir smilšaināki, bet vietām – kramaināki. Šajos dolomītos ir novērojami mikrītiska dolomīta sakopojumi, kas tiek uzskatīti par aļģu atliekām. Ridas vidējo daļu veido gaiši dzelteni dolomīti, ko L. Savvaitova ir nosaukusi par kvarcītveidīgiem un porcelānveidīgiem (Савваитова, 1977). Tie ir izturīgi un cieti ieži, ko pārklāj blīvs, slāņojumā virzienā stiepts iegarenu kavernu tīkls. Dolomītos ir daudz horizontāli slāņotas garoziņas, kā arī ieapaļi, koncentriski veidojumi, kas tikuši interpretēti kā stromatolīti un onkolīti (Савваитова, 1977). Ridas augšējā daļā ir satopami pelēkzaļgani smalkgraudaini un mikrītiski dolomīti ar mikrojoslojuma tekstūru un nelielu smilšu piejaukumu. Izplatības areāla ziemeļu un ziemeļaustrumu daļās, tuvāk sanešu avotam, Nīkrāces ridas nogulumi ir smilšaināki. (Brangulis u.c., 1998).

2. ŠĶERVEĻA LAIKPOSMA PALEOĢEOGRĀFISKIE APSTĀKĻI

Vēlā devona noslēgumā, Famenas laikmeta beigās, Baltijas paleokontinents Eiramerikas kontinenta sastāvā bija pievirzījies pavisam tuvu ekvatoram un Latvijas teritorija, domājams, atradās uz dienvidiem no ekvatora aptuveni 4° un 7° intervālā (2.1 attēls). Joprojām turpinājās Kaledonijas oroģenēze un pēc jaunākajiem datiem jau bija sākusies Eiramerikas un Gondvanas sadursme (Hercīnijas oroģenēze), veidojot Pangejas superkontinenta aizmetni (Scotese, 2014). Famenas laikposmā Gondvanas dienvidu daļā veidojās kontinentālie segledāji, radot neregulāras okeāna līmeņa svārstības – regresīvo un transgresīvo fāžu miju.

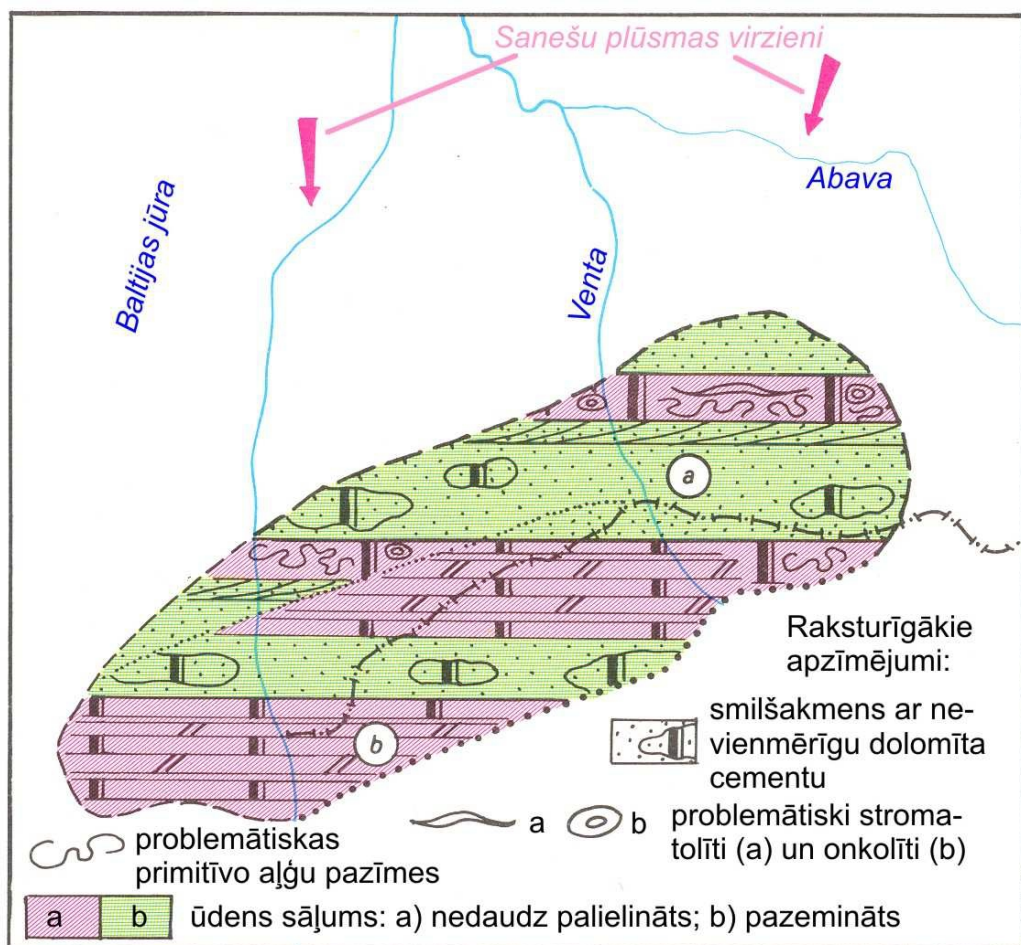


2.1. attēls. Kontinentu konfigurācija augšējā devona Famenas laikmeta beigu posmā (Scotese, 2014; papildinājusi autore)

Apkopojošā darbā par Latvijas pamatiežu ģeoloģiju ir atzīmēts, ka Famenas laika sedimentācijas baseins bija jūras līcis, kas atradās Latvijas-Lietuvas depresijā. Sedimentācijas baseins periodiski savienojās ar atklātu jūru uz rietumiem un dienvidrietumiem, tādējādi transgresijas epizodēs jūra uzvirzījās no dienvidrietumiem. Baseina centrālā daļa, domājams, atradās Lietuvas rietumu daļā, kur pieaug karbonātisko nogulumu īpatsvars, kas saistīts ar

normāla jūras sāļuma apstākļiem (Brangulis u.c., 1998). Noneses apgabals atradās sedimentācijas baseina ziemeļos un šādā virzienā pieaug nogulumu smilšainība.

Ludmilas Savvaitovas 1970. gadu otrajā pusē veikto pētījumu dati kopumā norāda, ka Šķerveļa svītas nogulumi varētu būt veidojušies seklā, daļēji noslēgtā baseinā vai iekšējā līcī ar paaugstinātu ūdens sāļumu (Савваитова, 1977). Ģeoloģe Šķerveļa svītas nogulumus un to telpisko novietojumu ir attēlojusi shematiskā fāciju kartē, kurā redzams, ka noneses apgabals atradās sedimentācijas baseina ziemeļos un šādā virzienā pieaug nogulumu smilšainība (2.2. attēls). Tomēr nogulumu fāciju īpatnību pētījumus un viennozīmīgas ģeoloģiskās interpretācijas veidošanu apgrūtināja faktu materiāla trūkums.



2.2. attēls. Shematiska Šķerveļa svītas fāciju karte (Савваитова, 1977; ar Ģ. Stinkuļa papildinājumiem)

Iespējams, Gobdziņu ridas nogulumi veidojās laikā, kad ūdens apmaiņa daļēji noslēdzās un upju pienestie saldūdeņi pazemināja kopējo ūdens sāļumu, līdz ar to samazinājās karbonātiskā materiāla saturs, kā arī, iespējams, sedimentācijas baseinā tika ienests vairāk

smilšainā materiāla. Vēlāk, ūdens apmaiņai uzlabojoties, ūdens sāļums pieauga un smilšakmeņos periodiski izgulsnējās karbonātu cements. Pakāpeniski samazinoties drupu materiāla pieplūdei baseinā, klastiskā sedimentācija pārgāja uz karbonātisko sedimentāciju – veidojās Nīkrāces ridas karbonātiskie nogulumi. Pēc iepriekšējo pētījumu datiem (Brangulis u.c., 1998) vienlaicīgi tas liecina arī par ūdens sāļuma paaugstināšanos. Organismu atliekas Šķerveļa svītas nogulumos atrastas visai nelielā skaitā – jau iepriekš pieminēto aļģu pazīmes ir problemātiskas, savukārt no zivju atliekām P. Liepiņš noteicis tikai *Holophychius* cf. *nobilissimus* (Brangulis u.c., 1998).

Lai precizētu Nīkrāces ridas nogulumu veidošanās apstākļus, Šķerveļa svītas pētījumi pēdējās divās desmitgadēs ir atsākti. Inta Indāna, Armanda Liberta un Ģirta Stinkuļa veiktie pētījumi (Indāns, 2004; Indāns, 2006; Stinkulis u.c., 2007; Liberts, 2010) iezīmē jaunu Nīkrāces ridas karbonātisko nogulumu sedimentācijas vides interpretāciju, izvirzot hipotēzi, ka Šķerveļa svītas dolomīti varētu būt veidojušies subaerālā vidē tuksnešiem līdzīgos apstākļos kā karbonātu garozas (Indāns, 2006; Stinkulis u.c., 2007) vai arī daļēji veidojušies seklas jūras apstākļos un pēc tam būtiski pārveidoti subaerālo apstākļu ietekmē (Liberts, 2010). Jaunākajos Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumiežu pētījumos Daiga Pipira (Pipira, 2015) promocijas darbā minētajā slāņkopā raksturojusi vairākas subaerālās atsegšanās virsmas un to pazīmes.

3. KARBONĀTU GAROZAS – KALKRĒTI UN DOLOKRĒTI, UN TO PAZĪMES

Kalkrēti ir kontinentālas izcelsmes karbonātu garozas, kas veidojas uz Zemes virsmas augšējā daļā galvenokārt CaCO_3 akumulācijas rezultātā, tam izgulsnējoties no augsnes vai gruntsūdens vidē, cementējot vai aizvietojojot cilmes iezi (Theriault and Desrochers, 1993, Alonso-Zarza, 2003; Brasier, 2011). Savukārt par dolokrētiem tiek saukti līdzīgas izcelsmes ieži, kuros $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ saturs ir vairāk nekā 90% un MgCO_3 ir vairāk par 40% (Chen et al., 2002).

Kalkrētu veidošanās parasti tiek saistīta ar arīda-semiarīda klimata apstākļiem un tropu-subtropu reģioniem, kur ir paaugstināta iztvaikošana un zems sezonālo nokrišņu daudzums. Ļoti arīdos tuksnešos pavisam neliels ūdens daudzums ļauj izgulsnēties tikai plānām un seklām karbonātu kārtām (Reeves, 1970). Lai arī vairums kalkrētu veidojas, kad ikgadējais nokrišņu daudzums nepārsniedz 650 mm un gada vidējā temperatūra ir augstāka par $+5^\circ\text{C}$ (Schmid et al., 2006, Alonso–Zarza and Wright, 2010), literatūrā tiek aprakstīta karbonātu garozu veidošanās arī mitros un aukstos apvidos, kur to sekmē karbonātisks cilmiezis un augsnes floras un faunas augstā bioloģiskā aktivitāte, kā arī sausajās Arktikas augsnēs, kur kalkrētu veidošanās notiek ar sala mehānisma starpniecību (Morad, 1998; Brasier, 2011).

Kalkrēti ir labi sedimentācijas režīma, veģētācijas tipa, tektoniskā režīma, hidroģeoloģiskās vēstures un klimata indikatori (Gomez–Gras and Alonso-Zarza, 2003). Piemēram, veicot karbonātu garozu stabilo izotopu analīzes, var iegūt datus par CO_2 daudzumu atmosfērā attiecīgajā laika posmā (Cox et al., 2001), taču, lai iegūtu ticamus datus, ir jāpārlicinās, vai šīs karbonātu garozas nav pārveidotas pēcsedimentācijas procesos (Quast et al., 2006; Zhou and Chafetz, 2009b). Lielais zinātniskās literatūras daudzums par kalkrētiem – to mikro- un makrouzbūvi, klasifikāciju, veidošanos un nozīmi, nepārprotami liecina arī par to, ka kalkrētu profiliem ģeoloģiskajā hronikā ir laba saglabātības pakāpe. Tiek lēsts, ka kalkrēti klāj līdz pat 13% mūsu planētas sauszemes virsmas (Nash and Shaw, 1998) un to vērtība paleoekosistēmu rekonstrukcijā un stratigrāfiskajā analīzē padara karbonātu garozas par labiem pētniecības objektiem kā sedimentoloģijā, tā arī augsnes zinātnē un ģeomorfoloģijā (Fu et al., 2004; Alonso–Zarza and Wright, 2010).

3.1. Kalkrētu klasifikācijas principi

Kalkrētu klasifikācija ir sarežģīta, jo tiek pielietoti dažādi kritēriji. Aprakstošo klasifikāciju galvenās vadlīnijas ir kalkrētu minerālais sastāvs un morfoloģija. Mineraloģiskajā klasifikācijā galvenais kritērijs ir dolomīta un kalcīta attiecība. 1980. gadā Netterbergs (Netterberg; citēts Chen et al., 2002), balstoties uz dolomīta saturu iežu paraugos, izveidoja vienkāršu klasifikāciju, kurā tika izdalīti kalkrēti, magneziāli kalkrēti, dolomītiski kalkrēti, kalcītiski dolokrēti un dolokrēti (3.1. tabula). Lauka apstākļos ar HCl palīdzību var noteikt, vai paraugā ir būtisks dolomīta pārsvars, bet šī metode Netterberga klasifikācijas veikšanai nav pietiekami precīza, tāpēc ir nepieciešamas laboratorijas analīzes. Morfoloģiskā klasifikācija, savukārt, ir ļoti cieši saistīta ar vizuāli atšķirīgajiem kalkrētu horizontiem.

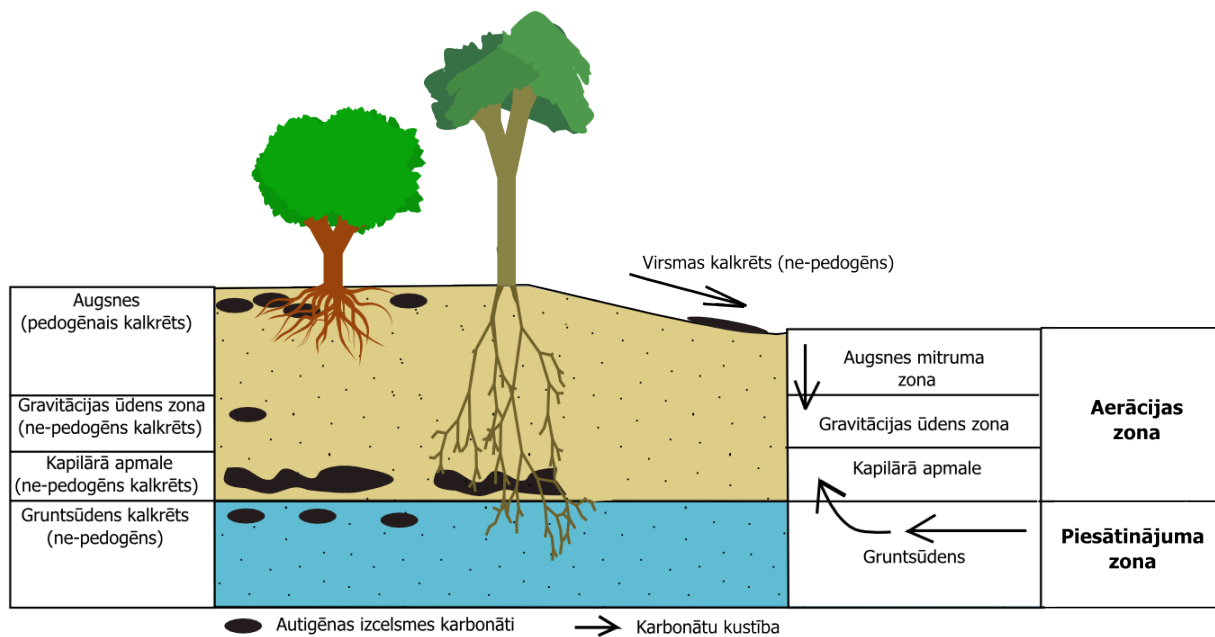
3.1. tabula

Kalkrētu un dolokrētu klasifikācija, balstoties uz dolomīta saturu (Pēc Netterberg, 1980)

Nosaukums	Dolomīta saturs (%)	MgCO ₃ saturs (%)
Kalkrēts	<5	<2
Magneziāls kalkrēts	5-10	2-5
Dolomītisks kalkrēts	10-50	5-25
Kalcītisks dolokrēts	50-90	25-40
Dolokrēts	>90	>40

Pamatojoties uz kalkrētu atšķirīgajiem profila horizontiem, tiek izdalīti šādi augsnes kalkrētu morfoloģiskie tipi: kaļķaina augsne, pārkaļķojusies augsne, pulverveida kalkrēti, cauruļveida kalkrēti, kunkuļaini kalkrēti, šūnveida kalkrēti, masīvi kalkrēti, pizolītiski kalkrēti un laukakmeņu/oļu kalkrēti (Alonso–Zarza and Wright, 2010; Chen et al., 2002). Morfoloģisko tipu izdalīšana ir visērtākā metode lauka apstākļos, kad visnoderīgākās ir redzamās un viegli atpazīstamās makropazīmes. Līdzīgu klasifikāciju kalkrētiem piemēro arī inženierģeoloģijā, jo dažādie morfoloģiskie tipi atbilst konkrētiem ģeotehniskiem parametriem un ļauj spriest par šo materiālu piemērotību ceļu būvē mūsdienu arīdajos reģionos, piemēram, Dienvidāfrikā (Technical review, 2012).

Kalkrētus pēc to izcelsmes iedala divās grupās. Visbiežāk sastopamie un literatūrā aprakstītie ir **augšnes** jeb **pedogēnie kalkrēti**, kas veidojas aerācijas zonā eluviālo un iluviālo procesu rezultātā (Nash and McLaren, 2003). Otra ģenētiskā grupa aptver visus pārējos kalkrētus, ko dēvē par **nepedogēnas izcelsmes kalkrētiem** (3.1. attēls).



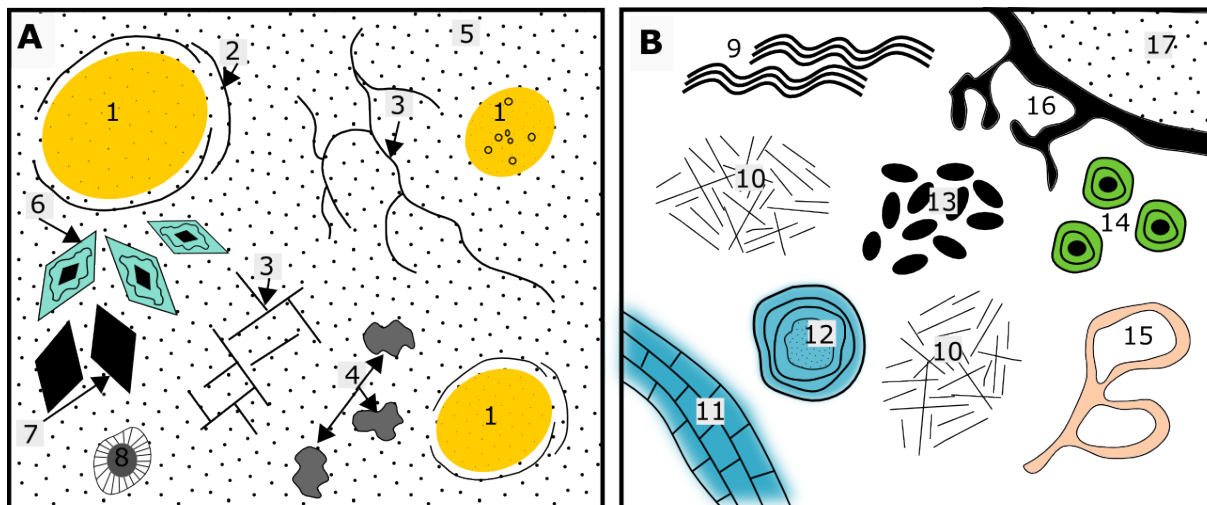
3.1. attēls. Kalkrētu iedalījums pēc to veidošanās dažādos hidroģeoloģiskos apstākļos. Attēlu veidojusi autore pēc Carlisle, 1980 (Wright, 1991)

Zinātniskajā literatūrā bieži šādi kalkrēti tiek saukti par gruntsūdens kalkrētiem, savukārt pēc citu autoru viedokļiem (Nash and McLaren, 2003) gruntsūdens kalkrēti ir tikai viens no nepedogēnās izcelsmes kalkrētu veidiem. Pedogēnie jeb augšnes kalkrēti veidojas augšnes ūdenim filtrējoties vertikālā virzienā un tiem ir raksturīga profila slāņu horizontalitāte, savukārt laterāri migrējošos pazemes ūdeņos veidojas gruntsūdens kalkrēti - cietas un mainīga plašuma karbonātu segas (Theriault and Desrochers, 1993). Augšnes un gruntsūdens procesiem mijiedarboties, var veidoties pārejas kalkrētu formas vai arī augšnes un gruntsūdens kalkrētu mija. Augšnes kalkrēti veidojas ilgstošās subaerālās atsegšanās epizodēs, bet gruntsūdens kalkrētu attīstībai šādi apstākļi nav nepieciešami, jo tie neveidojas uz topogrāfiskās virsmas (Alonso-Zarza, 2003).

3.2. Kalkrētu biogēnās un abiogēnās mikrotekstūras

Karbonātu izgulsnēšanās mehānismu nosaka gan biogēni, gan abiogēni procesi. To rezultātā rodas atšķirīgas kalkrētu mikrotekstūras (3.2. attēls) - alfa un beta kalkrēti (Wright, 1990). Alfa kalkrētiem piemīt abiogēnas pazīmes, bet beta kalkrēti veidojas biogēnu procesu

rezultātā. Jāatzīmē, ka šāds dalījums ir idealizēts un dabā visbiežāk pastāv pārejas formas (Achyuthan, 2003).



3.2. attēls. Alfa kalkrētu (A) un beta kalkrētu (B) mikrotekstūras. Attēlu sagatavoja autore pēc Wright, 1990 un Wright, 2007. Apzīmējumi: 1 - karbonātiski kunkuļi; 2 - apliecošās jeb riņķveida plaisas; 3 - sarežģītas plaisu sistēmas; 4 - peldošie kvarca graudi, bieži korodēti; 5 - mikrītiska/pilnkristāliska matrice; 6 - korodēti un robaini karbonātu minerālu kristāli; 7 - rombveida karbonātu minerālu kristāli; 8 - šķiedrainas karbonātu minerālu apmales ap graudiem; 9 - sīkslāņotās jeb laminārās josliņas; 10 - adatveida-šķiedrveida karbonātu minerālu kristāli; 11 - rizoīdi garengriezumā; 12 - rizoīdi šķērs griezumā; 13 - peloīdi; 14 - pizoīdi; 15 - alveolārās-septālās tekstūras; 16 - mikroorganismu veidotie apvalki; 17 - mikrītiski kunkuļi.

Alfa kalkrēti sastāv no blīvas mikrītiskas vai smalkkristāliskas karbonātiskas matricēs, kurā neregulāri izkārtoties lielāki kristāli (Wright, 1990; Zhou and Chafetz, 2009a). Matricēs kristāliem ir rombveida forma, taču bieži atkārtotas karbonātu izgulsnēšanās un šķīšanas dēļ to apveidi ir neregulāri.

Alfa kalkrētiem raksturīgas arī dažādas pazīmes, kas radušās, kristāliem aizvietojoties un pārvietojot vienu otru, piemēram, ieslēgtie graudi un peldošo graudu tekstūras (Wright, 1990). Mijoties mitriem un sausiem apstākļiem, augšņu minerālajā matricē un ap graudiem veidojas daudzas sīkas žūšanas plaisas, kas parasti vai nu daļēji vai arī pilnībā ir aizpildītas ar rupjkristāliskāku kalcītu. Plaisas var radīt arī kunkuļu rotācija (Theriault and Desrochers, 1993; Quast et al, 2006).

Alfa kalkrētu mazais kristālu izmērs tiek saistīts ar ātru izgulsnēšanos un mazu poru izmēru (Wright, 1990). Alfa kalkrēti izgulsnējas no ļoti piesātināta augsnes šķīduma, kā rezultātā tiek aizpildītas poras, noris rekristalizācija, vairākas kalcīta kristālu augšanas fāzes un dolomitizācija.

Alfa kalkrētos ir sastopami arī kunkuļi, taču izcelsme gan ir diskutabla (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Kunkuļu robežas var liecināt par iespējamiem to veidošanās apstākļiem - ja tās ir izplūdušas, tad kunkuļi visticamāk ir veidojušies neorganiskā ceļā no nokrišņu ūdeņiem. Savukārt, ja kunkuļu robežas ir asas, to izcelsme tiek saistīta ar vertikālām saknēm (Khadkikar et al., 1998, citēts Alonso-Zarza, 2003). Alfa kalkrētu mikrotekstūras augsnes kalkrētos veidojas izteikti arīda klimata apstākļos, kad nav daudz veģetācijas (Tanner, 2010).

Beta kalkrētu mikrotekstūrai ir raksturīgas augstas bioloģiskās aktivitātes pazīmes un visbiežāk tā ir sastopamas kalkrētos, kas veidojušies uz karbonātiem cilmiežiem (Wright, 1990). Beta kalkrētu mikrotekstūras veidošanā vislielākā loma ir augiem, sēnēm un citiem organismiem. Sēnes ne tikai palīdz atbrīvot kalciju no silikātu minerāliem, bet pašas veido un uzkrāj kalcija oksalāta jeb skābeņskābes kalcija sāļus (CaC_2O_4), kurus vēlāk baktērijas pārveido par kalcītu. Lakstaugi satur kopā augsnes virskārtu un palielina kalcija akumulāciju. Savukārt evapotranspirācija veicina karbonātu izgulsnēšanos sakņu tuvumā, pašas saknes paātrina dēdēšanu un paaugstina substrāta porainību, kā arī nodrošina barības vielas simbiotiskiem organismiem - sēnēm un baktērijām, kas veicina mikrītiska cementa izgulsnēšanos. Sakņu šūnu vielmaiņas rezultātā, notiekot H^+ un Ca^{2+} jonu apmaiņai, noris sakņu pārkaļķošanās. Karbonātu mobilizāciju un izgulsnēšanos sekmē arī termīti, bites, lapsenes, sliekas un gliemji (Zhou and Chafetz, 2009a; Alonso–Zarza and Wright, 2010; Brasier, 2011). Tādējādi beta kalkrētu mikrotekstūras var būt ļoti daudzveidīgas. Alveolārās – septālās jeb šūnveida tekstūras ir sēņu aktivitātes blakus produkti. Tās ir milimetru biezas, liektas mikrītiska karbonāta septas dažāda garuma poru iekšienē. Sastopami arī graudi ar apvalkiem (piemēram, pizoīdi), kuru kārtiņas var būt gan simetriskas, gan asimetriskas. Graudu kodolos var būt pamatieža relikti, mikrītisks materiāls vai alveolārās – septālās tekstūras fragmenti.

Beta kalkrētos ir tikuši dokumentēti arī graudi ar bieziem radiāliem apvalkiem, bet bez kodoliem – sferolīti (Wright, 1990). Sēņu un citu organismu darbības rezultātā veidojas kalcificēti pavedieni – taisnas vai liektas caurulītes, mazākas par 1 mm, pa vienai vai savienotas y veidā.

Tipiska beta kalkrētu pazīme ir rizoīdi - sakņu radītas organiski sedimentogēnas tekstūras (Klappa, 1980). Rizoīdu mikromorfoloģija un tekstūra ir atkarīgas no pārkaļķošanās skartās daļas atrašanās vietas rizosfērā, iesaistītajiem organismiem un no tā, vai pārkaļķošanās brīdī augs ir bijis dzīvs. Pārkaļķošanās var norisināties gan saknes centrālajā daļā, gan ārējā slānī, gan abās daļās vienlaicīgi. Ja pārkaļķojusies ir saknes iekšējā daļa, tas nozīmē, ka augs

ir bijis dzīvs un tam ir bijis nepieciešami Ca^{2+} joni šūnu sienīņu stabilizēšanai. Tādā gadījumā pārkaļķošanās procesā citu organismu dalība nav bijusi nepieciešama. Saknes mizas pārkaļķošanās ir sakņu un sēņu mijiedarbības rezultāts un arī noris augam vēl dzīvam esot. Ja rizoīds ir veidojies pēc saknes satrudēšanas, saknes mikrotekstūras saglabātības pakāpe ir ļoti zema (Alonso-Zarza, 2003).

Beta kalkrētiem raksturīgi arī adatveidīgi – šķiedraini, 10 μm plati un 200 μm gari kalcīta kristāli, kas var būt sakārtoti gan polikristāliskās ķēdēs, gan pastāvēt atsevišķi monokristālisku stienīšu veidā. Adatveidīgie – šķiedrainie kalcīta kristālu agregāti visbiežāk veidojas kā sēņu un ciānbaktēriju aktivitātes blakusprodukts, taču var arī izgulsnēties no pārsātināta (attiecībā uz CaCO_3) šķīduma (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Izplatītas ir mikroaliņas un sfēriski sporu atstāti iedobumi, kā arī peloīdi jeb pelleti (fēču granulas jeb koprolītu graudi) un augsnes faunas atstātās pēdas, piemēram, skudru alas un ligzdas (Smith et al., 2011). Beta mikrotekstūras ir raksturīgas kalkrētiem, kas veidojušies semiarīdos vai pat subhumīdos apstākļos, kur ir bijusi attīstīta veģetācija (Zhou and Chafetz, 2009a; Tanner, 2010). Izteikti beta kalkrēti ir dokumentēti tikai kopš vēlā paleozoja (Alonso–Zarza and Wright, 2010).

3.3. Augsnes kalkrētu uzbūve, morfoloģiskās pazīmes un veidošanās

Augsnes kalkrēti veidojas komplicētos karbonātu šķīšanas, izgulsnēšanās un pārcementēšanās procesos, kuru pamatā ir „per descensum” karbonātu pievades modelis, kad karbonāti augsnes šķīdumā nonāk caur augšējiem augsnes slāņiem un tad pārvietojas uz zemākiem horizontiem (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Kalcija jonu avoti ir lokālie ieži, nokrišņi, putekļi, jūras ūdens pilienu un tvaiku radītie aerosoli vai augi. Vairumā gadījumu Ca^{2+} jonu piegāde iežu dēdēšanas rezultātā ir minimāla, salīdzinājumā ar eolajiem putekļiem vai nokrišņiem. Ja kalkrēti veidojas uz klastiskajiem cilmiežiem, minerālu ķīmiskās dēdēšanas laikā tiek piesaistīts CO_2 , līdz ar to augsnes kalkrētiem ir liela loma oglekļa dioksīda izolēšanā. Kalcija karbonāts augsnē tiek ieslēgts trīs veidos – tas kā cements aizpilda poras, aizvieto nekarbonātisko iežu graudus un ir sastopams kā bioplēvju un sēņu micēlija šūnu atlieku daļiņas (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Kalcīta izgulsnēšanās mehānismus ietekmē CO_2 parciālais spiediens augsnes slānī. Ja tas ir augsts, t.i. augsnē aug augi, kalcīts izgulsnējas dziļāk profilā, jo augsnes ūdeņi attiecībā uz kalcītu ir kļuvuši pārsātināti evaporācijas, CO_2 degazācijas un augu sakņu darbības dēļ. Ja augsnes CO_2 parciālais spiediens ir zems, kalcīta izgulsnēšanās galvenie aģenti ir temperatūras paaugstināšanās augsnes virsējā slānī,

evaporācija, karbonātu "izsalšana", dažkārt arī mālu minerāli, kas augsnes šķīdumā palielina kalcija sāļu koncentrāciju (Zhou and Zhafetz, 2009b; Brasier, 2011).

Augsnes kalkrētu profili bieži mēdz būt sarežģīti un atspoguļot dažādās sedimentācijas, erozijas un kalkrētu veidošanās procesu attiecības. Augsnes kalkrēta profila sarežģītību ietekmē dažādi faktori: cilmiezis, veģetācija, topogrāfija, klimats, sedimentācijas vide un laiks, kā arī šo faktoru savstarpējā mijiedarbība (Theriault and Desrochers, 1993). Kalkrētu attīstībai labvēlīga ir ģeomorfoloģiskā stabilitāte ar pietiekoši zemiem sedimentācijas un erozijas tempiem. Ja erozijas ātrums ir neliels, bet lielāks nekā sedimentācijas ātrums, tad kalkrēti attīstās ļoti lēnām. Šādos apstākļos to attīstības posms noslēdzas ar laminārā horizonta atsegšanos. Ja erozijas, sedimentācijas un kalkrētu veidošanās procesu aktivitāte ir tuva nullei, notiek brekčiju horizonta veidošanās. Ja sedimentācijas temps ir straujš, kalkrētu izgulsnēšanās zona tiek "aprakta" un tas atsāks veidoties augstākā slānī. Mijoties erozijas un sedimentācijas fāzēm, veidojas biezi kalkrētu profili. Neliela mēroga klimatiskās svārstības rada dažādas mikrotekstūras laminārajā horizontā, bet plašāka mēroga klimata svārstību rezultātā notiek viena horizonta pāreja otrā, piemēram, no kunkuļaina uz lamināro horizontu. Līdzīgi horizonti var atrasties dažādos profila dziļumos, kā arī dažkārt būtiski horizonti profilā nav redzami vispār, jo tos profila attīstības gaitā ir skārusi erozija. Sedimentācijas, erozijas un kalkrētu veidošanās procesu mijiedarbība atspoguļojas gan kalkrētu horizontos, gan mikromērogā, piemēram, laminārajās jeb sīkslāņotajās josliņās (Alonso–Zarza and Wright, 2010; Newell et al., 2012).

Kalkrētu profili var būt vienkārši vai salikti. Vienkāršie profili atspoguļo vienreizēju kalkrētu veidošanās epizodi - tie ir neatkarīgi slāņi, kas atrodas starp nekarbonātiska sastāva iežiem. Saliktie profili liecina par atkārtotām kalkrēta veidošanās epizodēm (Watts, 1980). Kvartāra kalkrētu studijas liecina par to, ka nobrieduši augsnes kalkrētu profili veidojas ilgos laika periodos, aptuveni 10 000-100 000 gados (Tanner, 2010; Newell et al., 2012) un tajos ir izšķiramas dažādas attīstības fāzes jeb horizonti.

Apskatot augsnes kalkrēta profila veidošanos, pētījumos izmantoti dažādi modeļi, no kuriem vecākais un visbiežāk pielietotais ir idealizētais jeb klasiskais modelis. Dažādi autori secīgi laikā ir piedāvājuši savus kalkrētu attīstības modeļus, kā arī papildinājuši priekšteču veikumu.

3.3.1. Idealizētais jeb klasiskais kalkrētu veidošanās modelis

Pirmoreiz augsnes karbonātu morfoloģiju aprakstīja Gils (Gil) un līdzautori 1966. gada pētījumā, apskatot dažādas morfoloģiskās pakāpes, kas attīstās laika gaitā (Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010) un nodalot trīs attīstības stadijas. Kalkrētu veidošanos būtiski ietekmē nogulumu graudu izmēri - rupjākas frakcijas nogulumos kalkrēti attīstās straujāk. Pirmajā attīstības stadijā karbonāti izgulsnējas kā plēvītes un "čauliņas" ap zvirgzdiem un granti kā mikrītiski pavedieni vai arī kā vāji cementēti nelieli ($d < 1$ cm) pulverveida kunkuļi (Newell et al., 2012). Otrajā attīstības stadijā ir vērojami karbonātu kunkuļi, kuru izmēri parasti ir no 5 līdz 40 mm diametrā. Kunkuļu robežas ir izteiktas un to daudzums pieaug virzienā uz slāņa augšdaļu. Trešajā attīstības stadijā gan karbonātu kunkuļu lielums, gan to skaits ir pieaudzis vēl vairāk. Vidēji līdz stingri cementētā matricē ir ietverti pat līdz 20 cm lieli kunkuļi, kas veido savstarpējus saaugumus (Newell et al., 2012).

Vēlākos pētījumos pēc 20 gadiem tika atzīmētas sešas kalkrētu profila attīstības fāzes (Machette, 1985, citēts Alonso-Zarza and Wright, 2010; Newell et al., 2012). Trīs pirmās stadijas šajā modelī sakrīt ar Gila (Gil) un līdzautoru (Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010) ierosinātajām. Ceturtajā attīstības stadijā parādās karbonātiska materiāla sīku slānīšu jeb laminu sakopojumi 2 līdz 10 mm biezumā un masīvā horizonta aizmetņi, piektajā stadijā laminu biezums pieaug un parādās pizoīdi, savukārt sestajā stadijā jau ir attīstījies pilnvērtīgs masīvais kalkrēts, kurā novērojama brekčījošanās, pārcementēšanās un ļoti aktīva pizoīdu veidošanās. Kā augsnes vecuma indikators šajā modelī tika pielietots totālo sekundāro karbonātu daudzums augsnes profilā, pie tam atzīmējot, ka totālo karbonātu masu veido vēja nesto putekļu sastāvā esošie karbonāti un Ca^{2+} joni nokrišņu ūdenī (Achyuthan, 2003).

1983. gadā Estabans un Klappa (Estaban and Clappa), balstoties uz saviem novērojumiem un pētījumiem (citēts Alonso-Zarza and Wright, 2010), izveidoja idealizēto augsnes kalkrēta profila modeli, kura attīstības stadijas un dažādie horizonti ir līdzīgi ar Gils (Gil) un citi (Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010) un Mačetes (Alonso-Zarza and Wright, 2010; Newell et al., 2012) aprakstītajiem. Šajā modelī tiek nodalīti astoņi horizonti virzienā no apakšas uz augšu (Alonso-Zarza and Wright, 2010):

1. Cilmiezis - dažāda sastāva, sablīvēšanās pakāpes vai uzbūves nogulumieži. Kalkrēta attīstības pakāpi bieži ietekmē ieža porainība un kalcijs karbonāta saturs. Uz karbonātu saturoša cilmieža kalkrēts veidojas daudz ātrāk (Alonso-Zarza, 2003). Horizontā nav vērojamas nekādas kalkrētu pazīmes.

2. Pārejas horizonts - intervāls starp nepārveidoto cilmiezi un kalkrētu. Cilmieža „in situ” ķīmiskās, bioloģiskās un mehāniskās dēdēšanas rezultātā ir sācis veidoties regulīts. Bieži ir saglabājušās oriģinālā materiāla primārās tekstūras. Ja cilmiezis ir karbonātisks, pārejas horizonts var sastāvēt no daļēji kalkretizētiem karbonātiem (Fu et al., 2004). Horizonta apakšējā robeža parasti ir samērā grūti nosakāma, bet augšējā robeža ir diezgan izteikta.

3. Kaļķainais horizonts. Mīksts horizonts, kas sastāv no mikrīta un/vai smalkkristāliskas matricēs, kas satur dēdējušus litoklastus. Parasti nogulumi pēc tekstūras un struktūras ir homogēni, bet var būt arī karbonātu kunkuļi jeb pikas, kas ir telpiski saistītas ar augu saknēm. Kaļķainā horizonta profilā var arī vispār nebūt vai tas var atrasties citā profila vietā.

4. Kunkuļainais jeb pikū horizonts. To veido pulverveidīgi līdz sacietējuši kalcija karbonāta kunkuļi jeb pikas, kas iekļauti mazāk karbonātiskā matricē. Kunkuļi var būt vertikāli, horizontāli, neregulāri vai pat zaroti. Piku horizonta apakšējā un augšējā robeža bieži vien ir izplūdušas. Kunkuļi sastāv no mikrīta, kurā ir daudz cilmieža materiāla reliktu - dēdējuši litoklasti vai drupu graudi, kas veido peldošo graudu tekstūru. Kunkuļi nereti ir saplaisājuši un plaisas vēlākos pēcsedimentācijas procesos ir aizpildītas ar vienmērīgu pilnkristālisku kalcītu vai dolomītu (Khalaf, 2007). Ūdens kustība un sakņu sistēma sekmē subvertikāli orientētu kunkuļu veidošanos. Attīstības stadijas sākumā kunkuļi ir izkaisīti, bet ar laiku to kļūst arvien vairāk, un notiek kunkuļu saplūšana (Reeves, 1970; Newell et al., 2012). Tieši karbonātu kunkuļi ir visbiežāk sastopamā kalkrētu forma (Zhou and Chafetz, 2009b).

5. Masīvais horizonts jeb "cietā virsma" (hardpan) ir visattīstītākā kunkuļainā horizonta stadija, kurā cieši kopā saplūdušos karbonātiskos kunkuļus ietver karbonātu cements, tādējādi veidojas ļoti ciets un izturīgs slānis ar zemu porainību (Reeves, 1970; Newell et al., 2012). Makroskopiski horizonts ir viendabīgs un masīvs, bet var būt arī plākšņains vai kunkuļains atkarībā no horizonta brieduma stadijas. Masīvā horizonta kalkrētu pārsvarā veido mikrītisks līdz ļoti smalkkristālisks materiāls, kas satur dēdējušus graudus (Fu et al., 2004; Huerta and Armanteros, 2005).

6. Plātņainais jeb laminārais horizonts attīstās, kad ir izveidojies nepārtraukts un blīvs masīvā kalkrēta slānis, kas ierobežo ūdens infiltrāciju (Newell et al., 2012). Pētījumos lamināro horizontu ģenēze tiek saistīta gan ar biogēniem, gan abiogēniem faktoriem. Ja šādā augsnē aug augi, to saknes, nespējot izkļūt caur masīvo horizontu, aktīvāk izplešas laterālā virzienā, attīstot subhorizontālu tīklu. Horizontālo sakņu paklāju pārkaļķošanās rezultātā veidojas laminārās garozas ar bagātīgām rizoīdu tekstūrām un cilindrveida porām. Lamināro horizontu plašums un biezums ir atkarīgs no augāja sakņu izmēriem. Dažkārt laminārie slāņi

ir arī ķērpju un ciānbaktēriju darbības rezultāts (Alonso-Zarza, 2010; Pteiffner et al., 2012). Tomēr laminārie slāņi var izgulsnēties arī tad, kad augu izplatība augsnes virskārtā ir mazāka vai arī to vispār nav (Brasier, 2011; Pteiffner et al., 2012). Laminārajam horizontam raksturīgi mikrītiski, augšējā daļā nereti viļņveidīgi, bieži sakrokoti un saliekti slāņi ar savstarpēji izteiktām robežām un tumšu - gaišu slāņiņu mija, kā arī starp slāņiem ieslēgti pizoīdi un drupu graudi (Fu et al., 2004; Pteiffner et al., 2012).

7. Pizolītu horizonts parasti atrodas profila augšējā daļā, kur notiek intensīva drupu materiāla veidošanās dēdēšanas rezultātā, bet dažkārt tie var būt sastopami arī profila iekšienē kā sublāņi, kabatas, neregulāras formas lēcas ar pakāpeniskiem augšējo un apakšējo virsmu kontaktiem. Pizolītu kabatas var norobežot un sadalīt laminārās garozas. (Fu et al., 2004). Pizolītus veido smilts vai grants izmēra graudi, kas pārklāti ar mikrītiska karbonāta kārtiņām - pizoīdi. Kalkrētu pizoīdi veidojas „in situ” Zemes virspusē vai tuvu tai ūdens iztvaikošanas rezultātā. Pizoīdu izmēri var būt visai dažādi - sākot no pavisam maziem (<1 mm diametrā) līdz pat īstiem milzeņiem - pāris cm diametrā (Fu et al., 2004; Zhou and Chafetz, 2009a; Flugel, 2010). Īpaši labvēlīgas pizoīdu attīstībai ir nogāzes, kur graudi, gravitācijas spēka iedarbībā virzoties lejup, rotē un tiek pārklāti ar vienmērīgiem slāņiem. Attīstības gaitā relatīvi mazkustīgie pizoīdi veido asimetriskus apvalkus, kuri ir biezāki vai nu augšējos vai arī apakšējos slāņos (nokareni jeb kulona formas pizoīdi) (Wright, 1991). Pizoīdu apvalki var būt gan biogēnas izcelsmes, ko raksturo adatveida – šķiedraini kalcīta kristālu agregāti un sēņu pavedieni, gan hemogēni izgulsnējies mikrīts vai mikrīta un nekarbonātiska materiāla sajaukums (Wright, 1991). Kalkrētu pizoīdiem bieži vērojams apgrieztais gradācijas slāņojums un poligonāls izkārtojums. Pizoīdu ārējos slāņos var būt nogulumu graudu ieslēgumi (Flugel, 2010). Aerācijas zonā veidojušos pizoīdus raksturo arī tiltveida jeb meniskveida cements, kas radies, kapilārajiem spēkiem ap graudiem noturot ūdeni (Wright, 2010).

8. Brekčiju horizonts ir kalkrēta attīstības pēdējā stadija. Tas veidojas, plaisājot un lūstot masīvajam, laminārajam un pizolītu horizontiem, ko veicina sekundārā kalcīta kristalizēšanās, samirkšanas un izžūšanas cikli, termiskā izplešanās un sakņu deformējošais spēks. Dažkārt kalkrēta profila augšējos horizontos var būt novērojamas arī vigvama jeb pseidoantiklinālu tekstūras (Reeves, 1970; Scholle et al., 1983; Pteiffner et al., 2012), kas veidojas karbonātu minerālu kristalizācijas rezultātā, izplešoties to aizņemtajai telpai (Wright, 1991). Brekčiju horizonti sastāv no smilšu līdz oļu izmēra brekčiju fragmentiem un intraklastiem (Fu et al. 2004).

3.3.2. Rizogēnais kalkrētu veidošanās modelis

Veicot kalkrētu pētījumus Dienvideiropā, Pols Raitis (Pol Wright) atklāja, ka laminārie kalkrēti, kas idealizētajā modelī tika izdalīti kā atsevišķa stadija jeb horizonts, var veidoties arī neatkarīgi kā izolēts horizonts (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Tika izdalīts atsevišķs modelis, kuru nosauca par rizogēno modeli. Sakņu paklājiem pārkaļķojoties, var veidoties līdz pat 2 m biezi laminārā kalkrēta slāņi, un pētnieki tos ir ierosinājuši saukt par rizolītiem jeb sakņkrētiem (Brasier, 2011). Sakņkrēti ir plaši izplatīti Teksasā, kur tie sasniedz 1 m biezumu (Zhou and Chafetz, 2009a). Sakņkrēti var parādīties dažādos profila augstumos un, ja tie atsedzas virspusē, to izveidē var piedalīties arī baktērijas, sēnes un ķērpji. Laminārie kalkrēti reizēm tiek nepareizi interpretēti kā stromatolīti. Atšķirībā no stromatolītiem, rizogēno kalkrētu slāņi ir neregulāri, raksturīga mikrītisku un rupjāka materiāla slāņīšu mija. Slāņšos var novērot pizoīdus, rizoīdus, sferolītu un dēdējušus litoklastus. Pārkaļķojušies pavedieni stromatolītos parasti ir orientēti perpendikulāri slāņīšiem, bet rizogēnajos kalkrētos tiem nav vienotas orientācijas (Alonso–Zarza and Wright, 2010).

3.3.3. Progresīvās pārveidošanās kalkrētu modelis

Ja kalkrēti ir attīstījušies uz karbonātskiem cilmiežiem, to veidošanās aprakstam izmanto trešo - progresīvās pārveidošanās modeli. Modelis apraksta kalkrēta veidošanos kā jau esošā karbonātskā materiāla šķīšanu, pārgulsnēšanos un pārvietošanos uz profila augstākiem vai zemākiem slāņiem. Šajā gadījumā nav tik skaidri nošķirami horizonti kā idealizētajā modelī. Var būt plankumainas tekstūras, bet nav novērojami kunkuļi (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

3.4. Nepedogēnās izcelsmes kalkrēti

Nepedogēnās izcelsmes kalkrēti ģeoloģiskajā un ģeomorfoloģiskajā literatūrā ir plaši dokumentēti un tomēr izpratne par to veidošanos ir daudz mazāka nekā augsnes kalkrētu gadījumā, iespējams, tāpēc, ka šajā grupā ir ietvertas vairākas kalkrētu formas ar dažādu izcelsmi (Nash and McLaren, 2003):

- Virsmas kalkrēti (lamināras garozas, sporādiski sakopojumi, grāvju un ieplaku gultnes cementācija). Tie veidojas CaCO₃ virszemes transporta rezultātā.

- Gravitācijas zonas kalkrēti. Veidojas, CaCO_3 gravitācijas spēka ietekmē akumulējoties nevienmērīgas caurlaidības kanālos.
- Gruntsūdens kalkrēti, kas ietver deltu, ezeru malu, aluviālo iznesu konusu, ieleju kalkrētu un citus tipus. Veidojas CaCO_3 laterālas plūsmas rezultātā.

Terminoloģijā un kalkrētu iedalījumos joprojām ir daudz neskaidrību un bieži zinātnieki lieto neviennozīmīgi definētus un savstarpēji nesaskaņotus terminus. Starp nepedogēnās izcelsmes kalkrētu formām visbiežāk sastopamie ir gruntsūdens kalkrēti (Nash and Smith, 2003).

Gruntsūdens kalkrētu veidošanās ir saistīta ar sekliem, labas caurlaidības ūdens nesējslāņiem (Newell et al., 2012). Sākotnēji tie tika saukti par "ieleju kalkrētiem" (valley calcrete), lai aprakstītu masīvus karbonātiskā materiāla ķermeņus, kas ir saistīti ar drenāžas kanāliem. Taču šis termins var ietvert gan augsnes, gan nepedogēnās izcelsmes kalkrētu tipus, tāpēc zinātniskajā literatūrā tiek dota priekšroka terminam "gruntsūdens kalkrēti", dažkārt arī "ūdens piesātinājuma zonas kalkrēti" (Alonso-Zarza, 2003).

Gruntsūdens kalkrēti veidojas ātrāk nekā augsnes kalkrēti (4 metru biezumu tie var sasniegt mazāk nekā 1000 gadu laikā) ne tikai arīda un semiarīda, bet arī mērena klimata apstākļos (Nash and McLaren, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010). Arīda un semiarīda klimata apstākļos gan gruntsūdens kalkrēta biezums bieži ir lielāks un to izplatības apgabals - plašāks, jo neregulārās, bet spēcīgās lietavas efektīvākas infiltrācijas rezultātā attīsta labākas pazemes ūdeņu sistēmas nekā vienmērīgs nokrišņu daudzums izlīdzināts ilgstošā laika periodā (Alonso-Zarza, 2003). Karbonātu izgulsnēšanās mehānismi gruntsūdens kalkrētu gadījumā galvenokārt ir abiogēni: evaporācija, evapotranspirācija, CO_2 degazācija un "kopējo jonu" efekts (Spotl and Wright, 1993; Brasier, 2011). Literatūrā šāds karbonātu pievades mehānisms tiek saukts par „per ascensum” modeli (Alonso – Zarza and Wright, 2010). Ca^{2+} jona avots lielā mērā ir reģionā esošie kaļķakmeņi vai dolomīti. Gruntsūdens kalkrēti un dolokrēti var klāt plašas, līdz pat 1000 km² lielas teritorijas un pārsniegt 10 m biezumu (Spotl and Wright, 1993).

Gruntsūdens kalkrētu morfoloģija ir daudzveidīga, un pat mūsdienu kalkrētu profilos var būt grūtības nošķirt pedogēnos no gruntsūdens kalkrētiem, jo bieži tie satur abu kalkrētu iezīmes (Brasier, 2011). Zinātniskajā literatūrā autori ir centušies izstrādāt noteiktus kritērijus, ko varētu pielietot augsnes un gruntsūdens kalkrētu nodalīšanā:

- Profila biezums. Gan augsnes, gan gruntsūdens kalkrēti var būt dažāda biezuma, taču individuālā slāņa maksimālais biezums pazemes gruntsūdens kalkrēta gadījumā var

būt 10 m un pat lielāks, kamēr augsnes kalkrēta individuālais horizonts parasti ir plānāks par 2 m un reti kad sasniedz 5 m biezumu. (Chen et al., 2002).

- Morfoloģiskie tipi. Gruntsūdens kalkrētam parasti nav raksturīgi kunkuļainie, pizolītiskie un pulverveida kalkrētu tipi, bet reizēm tie var atrasties pašā profila augšdaļā, ja ir notikusi subaerālā atsegšanās.
- Uzbūve. Gruntsūdens kalkrēti lielākoties ir masīvi ķermeņi un tiem nav raksturīgi labi izteikti dažādi horizonti kā augsnes kalkrētu profilam. Kalkrēta ķermeņa apakšējais un kontakts parasti ir izteikts, bet augšējais - pakāpenisks (Spotl and Wright, 1993; Alonso-Zarza, 2003; Tófaló and Pazos, 2010).
- Atrašanās vieta. Augsnes kalkrēti veidojas tuvu virszemei dažādās reljefa formās, bet gruntsūdens kalkrēti lielākoties sastopami sālsezaru malās un gar drenāžas kanāliem. Mūsdienu gruntsūdens kalkrēti veidojas gruntsūdenslīmeņa tuvumā, bet senie kalkrēti var atrasties tālu no pašreizējā gruntsūdens līmeņa (Chen et al, 2002).
- Mikrotekstūras. Alfa mikrotekstūra galvenokārt ir raksturīgas gruntsūdens kalkrētiem, bet beta mikrotekstūra – augsnes kalkrētiem. Abos gadījumos gan ir sastopami izņēmumi, kad alfa mikrotekstūras ir konstatētas augsnes kalkrētiem zemas vai neeksistējošas bioloģiskās aktivitātes apstākļos un beta mikrotekstūras atrastas gruntsūdens kalkrētos vietās, kur gruntsūdens līmenis ir tuvu zemes virsai vai arī zonās, kur satopami augi ar ļoti dziļām sakņu sistēmām (Alonso–Zarza and Wright, 2010). Pēc ģenēze "tīros" gruntsūdens kalkrētos parasti nav pizoīdu, bet var būt sastopami rizoīdi (Tófaló and Pazos, 2010).
- Kramošānās. Tā daudz lielākā mērā ir pazemes ūdeņu kalkrētu iezīme. Kramošānās intensitātes pieauguma rezultātā var veidoties pat silkrēti. Kalkrētu silifikācija notiek, mainoties pazemes ūdeņu ķīmiskajam sastāvam (Nash and Smith, 2003).

Stratigrāfiski gruntsūdens kalkrēti var būt arī jaunāki nekā tiem uzgulošie nogulumu, kas skaidrojams ar gruntsūdens līmeņa svārtībām. Ja gruntsūdens līmeņa svārstības ir notikušas tuvu augsnes veidošanās zonai, tad bieži kalkrēta profilā ir grūti izšķirt, kur beidzas augsnes veidošanās mehānismu ietekme un sākas gruntsūdens procesu ietekme (Nash and McLaren, 2003). Līdz ar to veidojas jauktie kalkrētu profili, kur, piemēram, var būt apvienots gan augsnes kalkrēts, gan gruntsūdens kalkrēts, kas veidojies vēlāk un var atrasties dažādos profila augstumos (Williams and Krause, 1998; Alonso–Zarza and Wright, 2010). Pārklājoties dažādiem kalkrētu veidošanās mehānismiem, bieži novērojama arī mikrotekstūru neviendabība (Tófaló and Pazos, 2010).

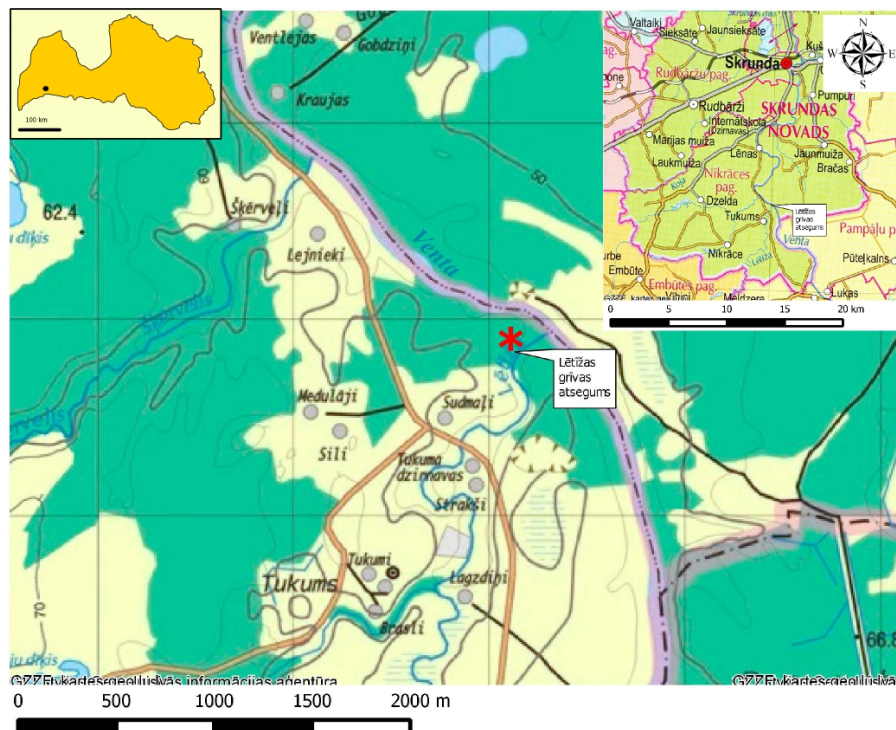
4. MATERIĀLI UN METODES

Bakalaura darba izstrādei veiktie darbi ir iedalāmi trīs posmos – lauka pētījumi, laboratorijas darbi un datu kamerālā apstrāde.

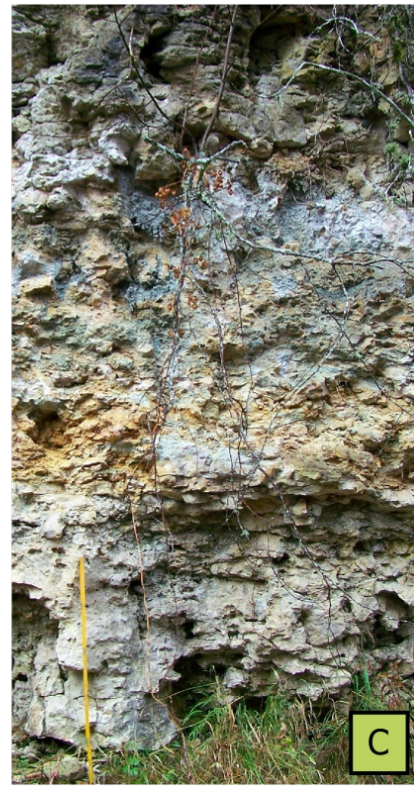
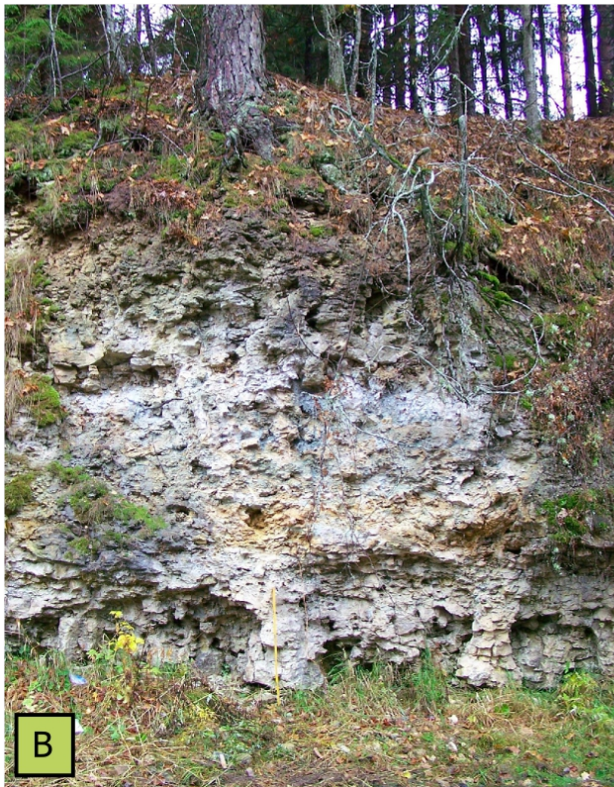
4.1. Lauka pētījumi

Pētījumu objekts – Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu atsegums – atrodas Kurzemē, Skrundas novadā, Nīkrāces pagastā, 5,3 km uz ZA no Nīkrāces un 5,7 km uz dienvidiem dienvidaustrumiem no Lēnām, Lētīžas upes kreisajā krastā aptuveni 200 metrus augšpus tās grīvas (4.1. attēls).

Lētīžas grīvā Šķerveļa svītas augšējās daļas slāņkopa – Nīkrāces rida – atsedzas 200 metrus garā atseguma sienā. Pētījumiem tika izvēlēts reprezentatīvs Nīkrāces ridas dolomītu atseguma posms (4.2. attēls), kas dokumentēts, sastādot ģeoloģisko griezumu (5.1. attēls). Lauka pētījumi un pētītās slāņkopas ģeoloģiskā griezuma sastādīšana tika veikta kopā ar ģeoloģijas doktora studiju programmas studenti D. Pipiru, kas šo atsegumu analizē arī promocijas darba ietvaros (Pipira, 2015).



4.1. attēls. Lētīžas grīvas atseguma atrašanās vieta. Autores apstrādātas kartes, izmantojot LU GZZF WMS servera datu slāņus (Topo 50K; Novadu karte 2009) un QGIS programmu



4.2. attēls. A - Lētīzas grīvas atsegums; B - dokumentētais Lētīzas grīvas atseguma sienas fragments; C - atseguma sienas fragmenta tuvplāns (Daigas Pipiras foto un autores grafiskā interpretācija)

No Nīkrāces ridas nogulumu atseguma sienas noņemti 25 cieto iežu paraugi. Paraugi lauka apstākļos tika makroskopiski aprakstīti un to kārtas numuri pēc atbilstošā novietojuma tika atzīmēti atseguma ģeoloģiskajā griezumā. Katrs cieto iežu paraugs tika marķēts ar kārtas numuru un apzīmējumiem, kas norāda parauga orientāciju atsegumā, un iesaiņots atsevišķā polietilēna paraugu maisiņā.

4.2. Laboratorijas darbi

Pēc lauka pētījumiem sekoja laikietilpīgi laboratorijas darbi LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes Iežu pētījumu laboratorijā. Kā bakalaura darba izstrādes izejmateriālu autore izmantojusi nogulumiežu pieslīpējumus, ko 2013. gada rudenī un 2014. gada pavasarī D. Pipiras vadībā izgatavojusi D. Pipiras promocijas darbam (Pipira, 2015). Savukārt bakalaura darba rezultātu nodaļā atspoguļoto nogulumiežu pieslīpējumu analīzi, turpmāku plānslīpējumu izgatavošanu no minētajiem pieslīpējumiem, kā arī plānslīpējumu analīzi mikroskopā bakalaura darba autore veikusi patstāvīgi. Turpmākajās apakšnodaļās raksturota gan pieslīpējumu, gan plānslīpējumu sagatavošanas gaita.

4.2.1. Pieslīpējumu izgatavošana

Visi noņemtie 25 iežu paraugi laboratorijā ar ģeoloģisko zāģi Struers Discoplan-TS tika pārzāģēti uz pusēm un uz katras parauga puses vēlreiz ar zīmuli fiksēts parauga numurs un orientācija. Atzāģētajos iežu paraugos makroskopiski nogulumiežu tekstūras un, balstoties uz to izplatību un daudzveidību paraugos, tika izvērtēts, no kuriem paraugiem izgatavot pieslīpējumus un plānslīpējumus, lai veiktu detalizētāku Nīkrāces ridas nogulumu analīzi. Pieslīpējumi izgatavoti no 17 paraugiem, savukārt vēlāk no 13 pieslīpējumiem izgatavoti arī plānslīpējumi.

Atzāģētajos ieža paraugos, kas tika izvēlēti plānslīpējumu izgatavošanai, ar zīmuli tika iezīmēti interesējošie reprezentatīvie areāli. Pēc tam ar ģeoloģisko zāģi no pārzāģētajiem iežu paraugiem, sekojot iepriekš ar zīmuli ieskicētajām līnijām, tika izzāģētas paralēlskaldņa - paralelograma formas plāksnītes ar aptuveno biezumu 1 cm. Atzāģēto paraugu plāksnīšu garums un platums atbilst laboratorijā pieejamo plānslīpējumu izgatavošanas stiklu izmēram. Lielākā daļa paraugu plāksnīšu bija 29x45 mm lielas, bet 5 paraugu plāksnītes lielāku plānslīpējumu izgatavošanai – 45x60 mm. Uz katras ieža plāksnītes vēlreiz tika uzlikts marķējums – numurs un orientācija. Izzāģētās iežu plāksnītes tika ievietotas plastmasas

kastītēs un pārlietas ar acetonu tā, lai acetona līmenis būtu krietni virs paraugiem. Paraugi tika turēti acetonā, lai atbrīvotos no iežu porās esošā gaisa un tādējādi tos sagatavotu tālākajam posmam – impregnēšanai ar epoksīda sveķiem. Tā kā acetons ļoti ātri iztvaiko, tad kastītes tika daļēji aizvākotas, atstājot tikai nelielu neizolētu zonu liekā gaisa izvadei.

Pēc aptuveni 2 dienām tika veikta paraugu impregnēšana ar epoksīda sveķiem. Impregnēšanas maisījums no epoksīda sveķiem un sveķu cietinātāja tika sagatavots attiecībā 20:1 un pievienots acetons aptuveni 30% no sagatavojamā impregnēšanas maisījuma apjoma. Impregnēšanas maisījums tiek rūpīgi samaisīts un pārliets paraugiem. Acetona pievienošana maisījumam nodrošina lēnāku un pakāpeniskāku sacietēšanu. Paraugi cietēja aptuveni divas nedēļas.

Pēc tam, kad paraugi bija sacietējuši, tie tika sagatavoti apstrādei slīpēšanas iekārtā Logitech PM5 – izņemti no plastmasas kastītēm un ar papīra nazi nogriezts nost liekais epoksīda sveķu materiāls. Paraugi tika vēlreiz rūpīgi pārskatīti un izdomāts, kura puse ir reprezentatīvāka. Ja virsmā bija saglabājušies kādi neasi izcilņi no apstrādes posma ar zāģi, tad izmantojot rupja korunda pulvera un ūdens maisījumu, šie izcilņi uz stikla plāksnes tika noslīpēti.

Tālāk sagatavotie paraugi tika slīpēti uz Logitech PM5 slīpripas ar mērķi iegūt perfekti līdzenas virsmas, ar kurām vēlāk paraugi tiks līmēti pie stikliņiem. Darbs ar slīpēšanas agregātu prasa samērā daudz laika un pacietības, jo lai tiktu līdz pašai paraugu slīpēšanai, ripa vispirms ir jāsagatavo darbam un noslēgumā pēc paraugu noslīpēšanas jāveic rūpīga tās tīrīšana. Ripas sagatavošana darbam ietver trīs posmus:

1. Slīpējamās ripas nodiluma mērīšanas ierīces (Monitor Jig) kalibrēšana. Nodiluma mērīšanas ierīci kopā ar papildus svāra gredzenu uzliek uz rūpīgi nomazgātas un ar acetonu notīrītas pulētas un pilnīgi līdzenas granīta plāksnes, vienlaicīgi ar vadu to pieslēdzot pie paša slīpēšanas agregāta. Ieslēdzot agregātu, tiek veikta automātiskā ripas kalibrēšana, taču jāpiebilst, ka šo funkciju var izmantot tikai tādā gadījumā, ja Plate Shape parametrs atrodas +/-10µm robežās. Ja Plate Shape parametra vērtība ir lielāka vai mazāka, tad ir jāveic manuālā kalibrēšana. Bakalaura darba izstrādes laikā tas gan ne reizi nenotika.

2. Slīpripas komponentu uzstādīšana. Kad ir pabeigta ripas nodiluma mērīšanas ierīces kalibrēšana, monitorā tiek dota atļauja uzstādīt abus Roller Arms jeb turētājus. Ripas centrā tiek ielikta speciāla palīgierīce - Settling Tool. Kreisajā turētājā ievieto ripas nodiluma mērīšanas ierīci kopā ar papildus svāra gredzenu. Mērīšanas ierīcei ar vadu ir savienota ar slīpēšanas iekārtu. Labajā turētājā liek ripas slīpēšanas testa bloku ar papildus svāru. Gan mērīšanas ierīcei, gan testa blokam ir vienlaicīgi jāsaskaras ar Settling Tool un precīzi jāieguļ

turētājā. Ļoti svarīgi ir arī cieši nofiksēt abus turētājus. Kad tas ir paveikts, Settling Tool var izņemt un pāriet uz nākamo sagatavošanas posmu.

3. Slīpripas slīpēšana. Pirms slīpripas slīpēšanas ir nepieciešams sagatavot abrazīva suspensiju sajaucot 600 gritu (0.03 mm) silikona karbīda pulveri ar ūdeni attiecībā 1:10 un to iepildīt speciālā cilindrā, kurš griežoties to pievada ripai. Pirms darba uzsākšanas svarīgi vispirms atsevišķi iedarbināt cilindru un ļaut, lai tas 1-2 min parotē, tādējādi nodrošinot vienmērīgu ūdens un silikona karbīda pulvera sajaukšanos. Kad abrazīva suspensija ir pietiekami labi sajaukta, cilindru atver tik daudz, lai suspensijas pilēšanas ātrums būtu 1-2 pilieni sekundē. Uzsākot slīpripas slīpēšanu, tās rotācijas ātrumam ir jābūt 10 apgriezieniem minūtē. Tad uzstāda slīpēšanas laiku - 15 minūtes. Dodot komandu "Start", sākas laika atskaite un slīpēšanas process - atkarībā no tā, vai ripa ir ieliekta vai izliekta, turētāji bīda testa bloku un nodiluma mērīšanas ierīci uz slīpripas malām vai uz centru. Kad visa ripa ir vienmērīgi samitrināta ar abrazīva suspensiju, tās rotācijas ātrumu pakāpeniski paaugstina, līdz ir sasniegts maksimālais rotācijas ātrums - 70 apgriezieni minūtē. Svarīgi, lai slīpripa griežoties nebūtu sausa, tāpēc jāseko līdzi abrazīva suspensijas daudzumam un tecēšanas ātrumam. Slīpripas slīpēšanas laikā ir jāseko līdzi arī parametriem Actual Flatness (faktiskais plakanums) un Target Flatness (sasniezamais plakanums) iekārtas displejā. Sasniezamais plakanums ir 0,0 μm un ripa ideālā gadījumā būtu jāslīpē tik ilgi, kamēr faktiskais plakanums ir vienāds ar sasniezamo plakanumu, taču realitātē ir pieļaujama neliela novirze +/- 0,1 līdz 0,8 μm . Ripas slīpēšanas ilgums parasti ir no 15 līdz 30 minūtēm, taču ir bijuši starpgadījumi, kad ripas slīpēšana aizņem pat pāris stundas. Jāņem vērā arī tas, ka strādājot visu dienu ripu var nākties slīpēt atkārtoti.

Kad slīpripa ir noslīpēta, var uzsākt paraugu slīpēšanu. Paraugi tika ievietoti speciālā gredzenā, kurā tie tiek sakārtoti pēc iespējas blīvāk - tā lai starp tiem nebūtu tukšumi, un neregulārās formas laukumus starp tiem aizpildot ar iežu plāksnīšu "atgriezumiem". Pēc šādas savdabīgas puzzles salikšanas paraugiem uzliek papildus svara bloku un tos slīpē 15 minūtes vai ilgāk tā, lai to virsmas būtu pilnīgi taisnas un gludas.

Izgatavotie pieslīpējumi turpmākai iežu tekstūru un litoloģiskā sastāva analīzei tika ieskenēti ar 400 dpi izšķirtspēju, izmantojot Epson skeneri.

4.2.2. Plānslīpējumu izgatavošana

No izgatavotajiem 17 pielīpējumiem pēc to analīzes, 13 tika izvēlēti plānslīpējumu izgatavošanai. Ar to pašu iekārtu Logitech PM5 tika veikta plānslīpējumu stikliņu slīpēšana

jeb matēšana. Vadoties no paraugu lieluma, tika izvēlēti gan mazie, gan lieli stikli un, mērot ar mikrometru, piemeklēti tādi stikli, kas pēc biezuma ir praktiski vienādi, lai samazinātu slīpēšanas ilgumu. Stiklu slīpēšanai tika izmantota speciāla ierīce, kura tiek pieslēgta slīpēšanas agregātam. Uz šīs ierīces virsmas var vienlaicīgi novietot 6 mazos (29x45 mm) vai 3 lielos (45x60 mm) stiklus. Pirms slīpēšanas ierīcei ir nepieciešams uzstādīt vēlamo stiklu biezumu. Lai to izdarītu, izmanto digitālo mikrometru, kuru vispirms nokalibrē uz nulli, izmantojot jau agrāk minēto perfekti gludo, taisno un ar acetonu notīrīto granīta plāksni. Pēc tam mikrometru novieto uz slīpēšanas ierīces un uzstāda stikla biezumu milimetros (mazajiem stikliem – 1,4 mm un lielajiem stikliem – 1,3 mm), noregulējot vajadzīgo virsmas paaugstinājumu vai pazeminājumu no dimanta apmales virsmas. Pirms mikrometra novietošanas uz ierīces, ir ļoti svarīgi pārbaudīt, vai tā ir pilnīgi tīra. Pēc vēlamā biezuma uzstādīšanas, stikļus var izvietot tiem paredzētajās vietās uz ierīces, pirms tam gan to virsmas, gan arī pašas ierīces plakni notīrot ar acetonu un pārbaudot, vai starp stikliem un ierīces virsmu nav palikušas sīkas salvešu šķiedras. Tas ir ļoti būtiski, jo nākamais solis paredz pieslēgt vakuumu un cieši nofiksēt stiklus pie ierīces virsmas, taču, ja starp abām virsmām ir sīki nevēlami objekti, šis process var nenoritēt veiksmīgi. Pēc vakuuma pieslēgšanas jāsapņāda, kamēr gaisa spiediens sasniedz 840 mbar robežu. Dažkārt, kad šī robeža bija ļoti tuvu, bet drošā zona vēl īsti nebija sasniegta, palīdzēja uz stikliem ar plaukstu no augšas izdarīts spiediens. Pēc šādas stikļu nofiksēšanas, ierīci ievieto labajā turētājā, nostiprina un sāk slīpēšanu, kura ilgst aptuveni 18 minūtes. Šī apstrādes posma rezultātā stikli ir vienāda biezuma un ar matētām virsmām. Virsmas matējums veicina epoksīda sveķu labāku saķeri ar stiklu tad, kad klāt tiek līmēts paraugs.

Paraugu līmēšanai pie plānslīpējuma stikliem tika izmantoti tie paši epoksīda sveķi, ar kuriem ieži tika impregnēti. Šoreiz līme tika jaukta, izmantojot 10 daļas epoksīda sveķu un 1 daļu cietinātāja. Lai līmi padarītu šķidrāku un tādējādi atvieglotu līmēšanas procesu, maisījumam tika pievienoti arī pāris pilieni acetona. Pirms līmēšanas gan parauga, gan plānslīpējuma stikla virsmas tika notīrītas ar acetonu. Uz parauga virsmas vienā tā malā ar koka irbulīti tika uznesta šaura līmes josla un stikliņš tika piespiests paraugam pakāpeniski, lai izvairītos no gaisa burbuļu veidošanās. Noslēdzošajā fāzē stikliņš nedaudz tika paslidināts uz vienu un otru pusi, kas arī tika darīts, lai samazinātu gaisa burbuļus. Salīmētie paraugi tika novietoti zem spiedes un žāvēti 48 stundas.

Kad paraugi bija sacietējuši, ar ģeoloģisko zāģi Struers Discoplan-TS tika nozāģēts nost liekais ieža materiāls, tā, lai pie stikliņa paliktu aptuveni 3–4 mm bieza ieža plāksnīte. Tālāk, izmantojot ģeoloģiskā zāģa slīpēšanas agregātu, tika veikta rupjā slīpēšana. Katram paraugam

tā aizņēma vidēji 25–40 minūtes atkarībā no ieža cietības pakāpes un slīpētāja fiziskās izturības. Šīs apstrādes galvenais mērķis bija samazināt ieža plāksnītes biezumu līdz 0,5–0,8 mm.

Pēdējā plānslīpējumu izgatavošanas posmā 5 lielā izmēra paraugi (45x60 mm) tika slīpēti uz Logitech PM 5 slīpēšanas iekārtas, izmantojot to pašu slīpēšanas palīgierīci, ar kuru tika slīpēti stikli. Pirms paraugu pēdējā slīpēšanas posma ir nepieciešams aprēķināt uzstādāmo pazeminājumu no dimanta apmales virsmas. Tas tiek aprēķināts stikla biezumam pieskaitot saglabājamā ieža parauga biezumu (0,03 mm), līmes biezumu (0,03 mm) un silikona karbīda daļiņu diametru (0,03-0,05 mm).

Aprēķināto pazeminājumu ar digitālā mikrometra palīdzību uzstāda slīpēšanas palīgierīcē. Paraugu stiklus novieto uz palīgierīces virsmas tiem paredzētajās vietās, pieslēdz vakuumu, sagaida līdz gaisa spiediens ir sasniedzis 840 mbar robežu un stikli ir cieši nostiprināti. Pēc šo nosacījumu izpildes slīpēšanas palīgierīci ar paraugiem var ievietot labajā turētājā un uzsākt noslēdzošo paraugu slīpēšanas fāzi. Nogulumiežu paraugiem parasti pietiek ar 30 minūšu ilgu slīpēšanu, no kurām pēdējās 15 minūtes ir nepieciešamas, lai pilnībā izveidotos Undercut value (abrazīvā materiāla slānīša biezums starp paraugu un slīpripu, kas ir aptuveni 26-30 μm). 7 mazie paraugi (29 x 45 mm) tika slīpēti ar roku uz stikla plāksnes, izmantojot ūdens un 600 gritu silikona karbīda pulvera maisījumu. Plānslīpējumu gatavības pakāpe tika noteikta apskatot paraugus polarizācijas mikroskopā gan polarizētā, gan caurejošā gaismā. Plānslīpējums ir gatavs, ja kvarca graudiem vērojamas zemas interferences krāsas - pelēcīgi līdz dzeltenīgi toņi un graudi nodziest vienmērīgi nevis pa daļām. Bakalaura darba ietvaros izgatavoto plānslīpējumu biezums mazliet pārsniedz pieļaujamo, taču tekstūru atpazīšanai un novērtēšanai tas pat ir vēlams.

Pirms plānslīpējumu pētīšanas polarizācijas mikroskopā, tie tika iekrāsoti ar alizarīna-S šķīdumu vājas koncentrācijas sālskābē. Šķīdumu iegūst 0,02 g alizarīna-S sajaucot ar 20,5 ml ūdens un 0,5 ml 10% sālskābi. Alizarīna-S šķīdums ļauj atpazīt kalcīta kristālus, iekrāsojot tos sarkanus, kamēr dolomīta kristāli neiekrāsojas.

Izgatavotie 13 iežu plānslīpējumi tika pētīti un aprakstīti polarizācijas mikroskopā gan caurejošā, gan polarizētā gaismā un fotogrāfēti, izmantojot mikroskopu LEICA DM4500 P, kam pievienota kamera LEICA DFC 495.

4.3. Kamerālie darbi

Kamerālie darbi ietvēra kursa darba teorijas bāzei nepieciešamās literatūras studijas. Tika apzināti gan iepriekšējo pētījumu par Šķerveļa svītu materiāli, gan ievākta informācija par Šķerveļa svītas litoloģisko sastāvu un paleoģeogrāfiskajām rekonstrukcijām. Izmantojot interneta resursus, galvenokārt datubāzes Science Direct un Scopus, tika apkopota informācija par kalkrētu un dolokrētu pētījumiem - to ģenēzi un morfoloģiskajām pazīmēm.

Kamerālo darbu ietvaros tika veidots arī kursa darba grafiskais materiāls – nogulumiežu tekstūru grafiskā interpretācija skenēto pieslīpējumu attēlos un citu attēlu sagatavošana, izmantojot Inkscape (GNU General Public License) atseguma un attēlu zīmēšanai un Qgis 2.0.1. (GNU General Public License) kartogrāfiskā materiāla veidošanai.

5. REZULTĀTI

Šajā nodaļā raksturota Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas slāņkopas uzbūve lauka pētījumos sastādītajā ģeoloģiskajā griezumā, kā arī atspoguļoti pētīto Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu pieslīpējumu un plānslīpējumu analīzes rezultāti. Nogulumu pieslīpējumu analīze veikta, balstoties uz jau iepriekš sagatavotajiem pielīpējumiem D. Pipiras promocijas darbam (Pipira, 2015), bakalaura darba autorei patstāvīgi veicot nogulumiežu tekstūru interpretāciju, kā tas ir aprakstīts bakalaura darba nodaļā. Šo pieslīpējumu analīzes rezultātus autore grafiskā veidā attēlojusi arī virs ieskenētajiem pieslīpējumu attēliem. Tomēr galvenā uzmanība rezultātu nodaļā vērsta uz autores bakalaura darba izstrādes gaitā jauniegūto nogulumiežu plānslīpējumu analīzi.

5.1. Pētītā atseguma griezumš

Lauka pētījumos Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumos Lētīžas grīvas atsegumā tika izdalīti 4 litoloģiski atšķirīgi dolomīta slāņi. Balstoties uz lauka pētījumu datiem, sastādīts atseguma ģeoloģiskais griezumš (5.1. attēls) un veikts nogulumu apraksts, kas izklāstīts turpmāk tekstā. Detalizētāku Nīkrāces ridas nogulumu aprakstu šajā atsegumā veikusi D. Pipira promocijas darba ietvaros (Pipira, 2015).

1. slānis. Masīvs blokveida dolomīts.

Slāņa biezums ir aptuveni 80 cm. To veido dolomīts, smalkkristālisks, mehāniski izturīgs, blokveida. Dolomīts ir dzeltenīgs, taču tā krāsa ir nevienmērīga un vertikālos iecirkņos mijas dzeltenīgas, sārtas un zaļganas nokrāsas. No slāņa virsmas atšķirīgā dziļumā, vietām pat līdz slāņa vidusdaļai iesniedzas iegarenas kolonnveida struktūras, kuru iekšpusē dolomītam ir šūnveida tekstūra ar māla aizpildījumu. Ar mālaino materiālu aizpildītas arī dažāda apjoma dzīslīņas, kas vietām saskaras un veido mālainus sakojumus.

2. slānis. Subhorizontāli plātnains dolomīts.

Slāņa biezums ir 40 cm. Tas sastāv no dolomīta, smalkkristālisks, vietām mikrītiska. Dolomīta krāsa ir nevienmērīga un mainās no gaiši pelēkas līdz pat tumši sarkanai. Slāņa uzbūve ir ļoti neviendabīga - atsevišķās dolomīta plātnes ir mainīga biezuma, vietām slāņi ir sadalījušies ļoti smalkās plātnītēs. Vietām dolomīta plātnes ir ļoti dēdējušas un to vietā ir irdens dolomītiski mālains materiāls – dolomīta milti ar māla piejaukumu. Smalkkristālisks un daļēji mikrītisks dolomīta matricē bieži atrodamas krama konkrēcijas, kuru izmēri sasniedz

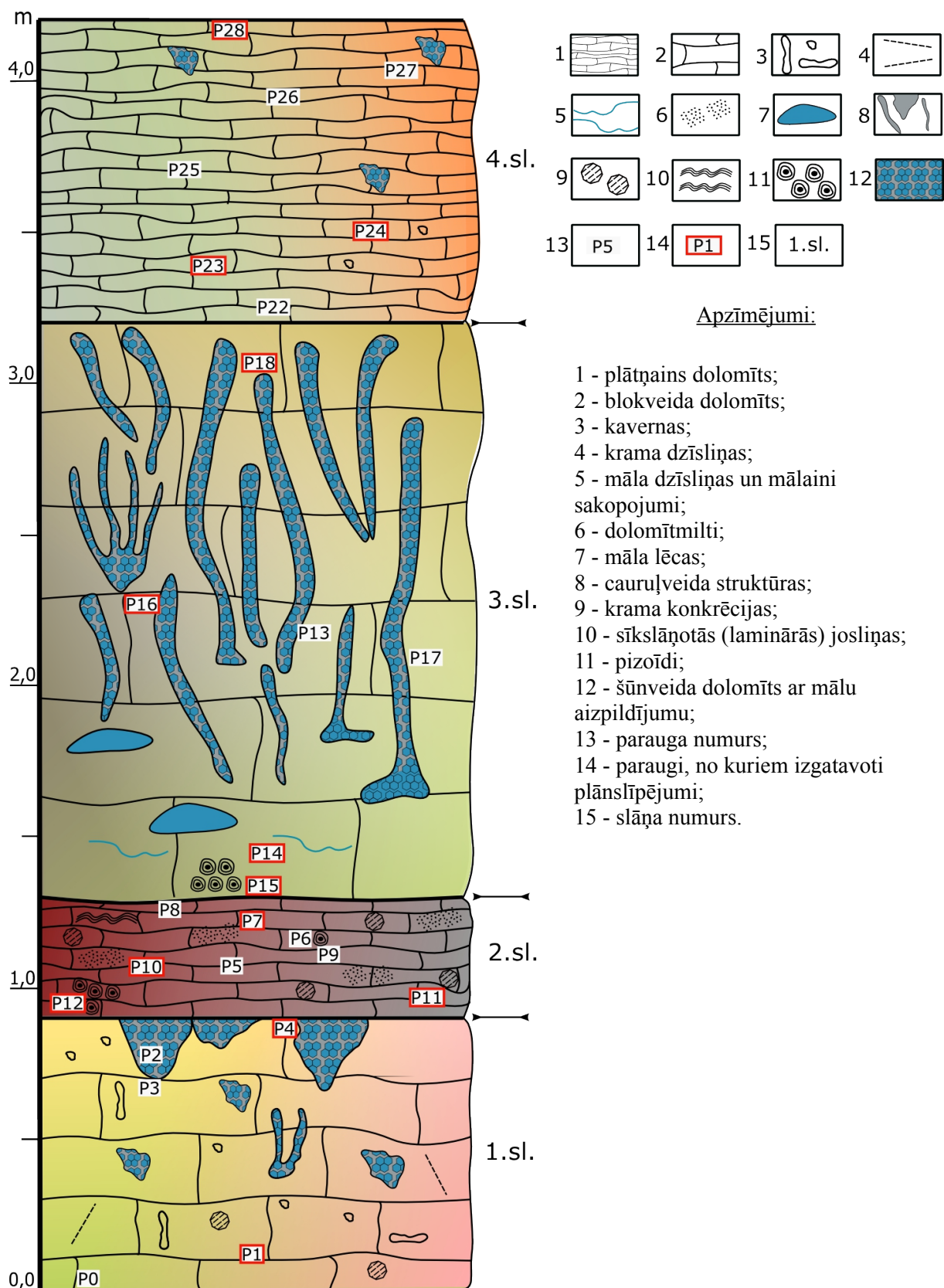
vairākus centimetrus un vietām arī ļoti nelieli šūnveida mālu ieslēgumi. Krama sadalījums slānī mainās laterāli un tas sastopams arī kā sīku kavernu (~1 mm lielu) aizpildījums. Slānī konstatētas viļņotas sīkslāņotu jeb lamināro josliņu zonas.

3. slānis. Plaisains blokveida dolomīts.

Slānis ir 1,9 m biezs. To veido dolomīts, smalkkristālisks. Dolomīta krāsa ir neviendabīga - mainās pelēcīgi, zaļgani un dzeltenīgi toņi. Slāni subvertikālā virzienā šķērso iegarenas cauruļveida struktūras, raksturīgas arī mālaines dzīslas. „Caurules” vietām aizpilda plātņains dolomīts, bet bieži tās ir pildītas ar pelēkziliem māliem. Slāņa apakšējā daļā „caurules” kļūst ieapaļas un paplašinās. Ar mālu aizpildītās dolomīta šūnveida tekstūras cauruļveida struktūrās visizteiktākās ir slāņa vidusdaļā un augšdaļā. Slāņa apakšējai daļai iegarenajās struktūrās vairāk raksturīgi māla aizpildņi un starp tām - māla lēcas. Slāņa apakšējā daļā smalkkristāliskā dolomītā sastopamas nevienmērīgas laminārā joslojuma zonas, kas mijas ar pizolītu kabatām, kā arī intraklastu sakopojumi. Konstatētas arī nelielas māla dzīslīņas (vairākus centimetrus garas un dažus milimetrus platas).

4. slānis. Plātņains dolomīts.

Slāņa biezums ir 1,1 m. Subhorizontāli plātņainā dolomīta krāsa mainās no gaiši zaļganpelēkas līdz oranžīgai. Dolomīts nav tik izturīgs kā zemāk iegulošajos slāņos, jo iežu pamatmasā ir lielāks mālu piejaukums, bieži novērojamas mālaines lēcas. Slānim raksturīgi māla ieslēgumi, nelielas māla lēciņas (dažus milimetrus platas) un ar mālu aizpildītas subvertikālas plaisiņas, kā arī retas šūnveida dolomīta tekstūras.



5.1. attēls. Devona Škerveļa svītas Nīkrāces ridas dolomītu slāņkopas ģeoloģiskais griezumā Lētīzas grīvas atsegumā, sastādīts pēc lauka pētījumu datiem (autores zīmēts)

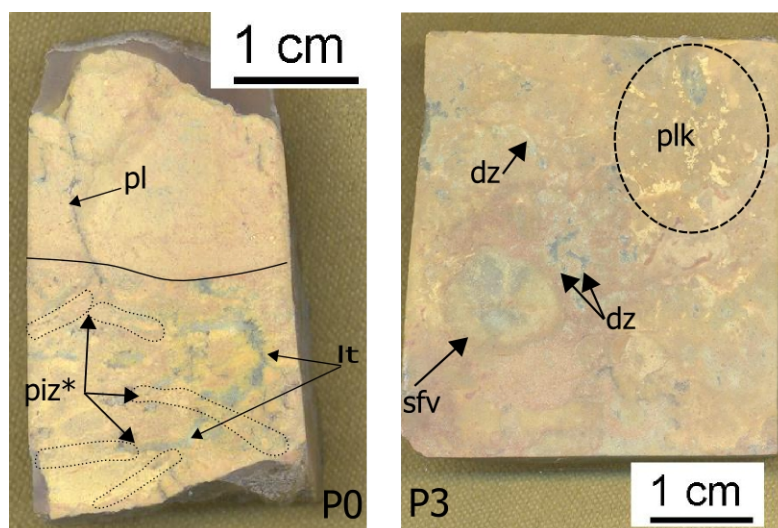
5.2. Dolokrētu struktūras un tekstūras slīpējumos un plānslīpējumos

Šajā nodaļā ir detalizēti apskatīti, aprakstīti un analizēti slīpējumi un plānslīpējumi, pie aprakstiem pievienojot ieskenēto slīpējumu attēlus un plānslīpējumu fotogrāfijas.

5.2.1. Pirmā slāņa dolokrēti

P0 paraugs. Slīpējumā (5.2. attēls) redzams dolomīts, mikrītisks un smalkkristālisks, dzeltenīgi rozgans. Paraugā var izdalīt divus atšķirīgus iecirkņus. Tā apakšējā daļa ir ļoti neviendabīga. Vissspilgtākās iezīmes ir lokveida tekstūras, ko aizpilda mālains materiāls un problemātisku pizoīdu virtenes, kas ir orientētas gan subparalēli, gan subperpendikulāri. Parauga augšdaļa salīdzinājumā ar apakšdaļu ir viendabīgāka un masīvāka, taču tāpat kā apakšējā daļā, tajā vērojamas subvertikālas plaisiņas, no kurām lielākā sasniedz 15 mm garumu.

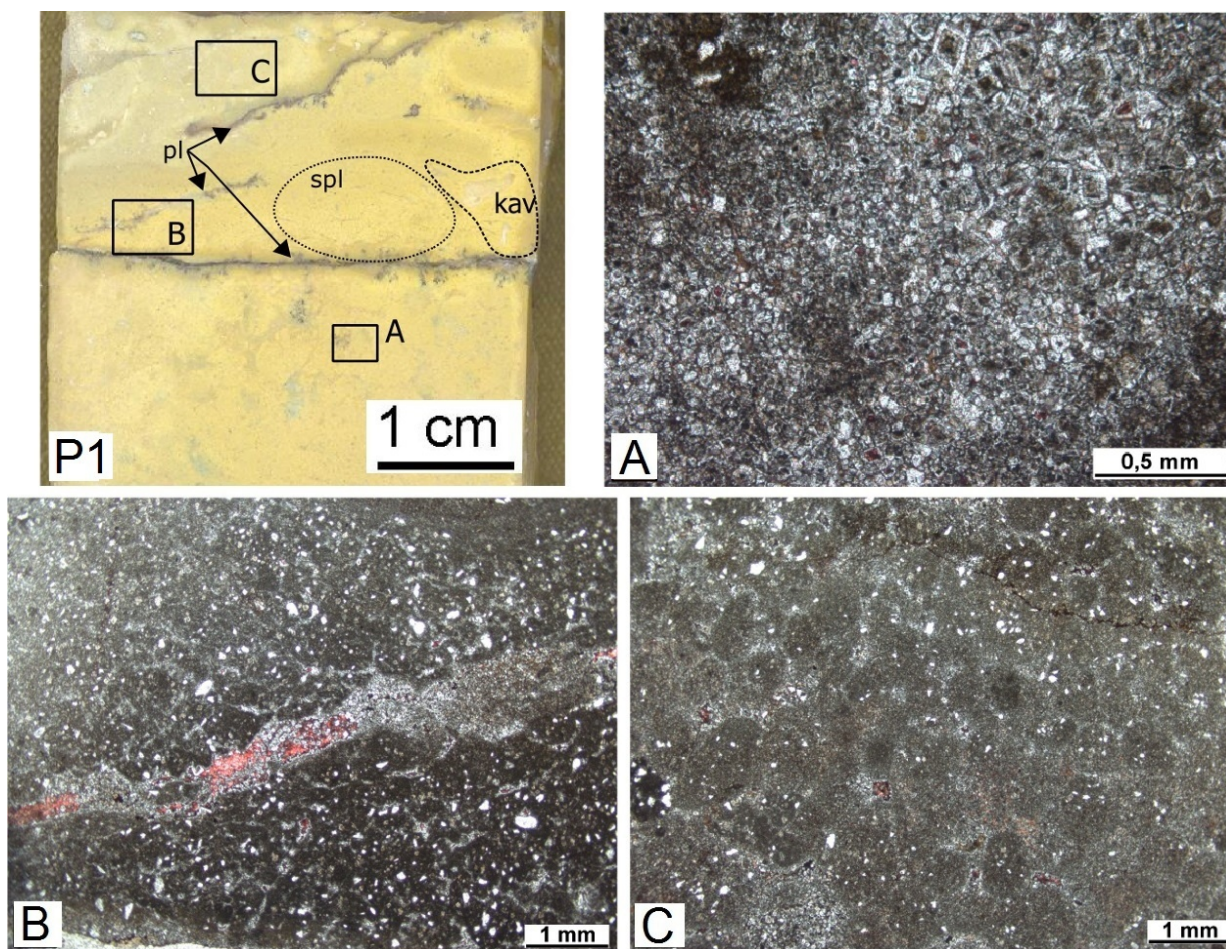
P3 paraugs (5.2. attēls) ņemts no slāņa augšējās daļas. Dolomītam ir kunkuļaina tekstūra. Makroparauga kreisajā pusē, apakšējā daļā ir 1 cm plats sfērisks veidojums/kunkulis (sfv), kura centrā trīs neregulāras formas iecirkņus aizpilda pelēkzils māls. Vērojamas arī dažādas dzīslīņveida formas, kas dažviet aizpildītas ar kramainu, dažviet ar mālainu materiālu (dz). Parauga augšējā daļā, labajā pusē ir vērojami gaišākas krāsas, telpiski neviendabīgi izvietoti plankumi, kurus veido mikrītisks vai kramains dolomīts (plk).



5.2. attēls. Iežu paraugu P0 un P3 pieslīpējumi no 1. slāņa (autores grafiskā interpretācija)

Apzīmējumi: plk – mikrītiska vai kramaina dolomīta plankumi, dz – dzīslas, sfv – sfērisks veidojums, piz* – problemātiski pizoīdi, pl – plaisa, lt – lokveida tekstūras.

P1 paraugs (5.3. attēls) ir ņemts 10 cm uz augšu no 1. slāņa pamatnes. Makroparaugā redzams, ka dzeltenīgo smalkkristālisko dolomītu caurauž smalkas krama dzīslīņas (kdz), vietām vērojamas kavernas ar krama aizpildījumu (kav). Parauga augšdaļā ir horizontālas-subhorizontālas 1,5-4 cm garas plaisas. Plānslīpījumā redzamas arī sīkas subhorizontālās plaisīņas (0,025-0,55 mm platas, 0,8-5 mm garas), bieži pilnībā vai arī gar malām aizpildītas ar sekundāro kalcītu un vietām ar Fe^{3+} savienojumiem. Subhorizontālās plaisīņas ir vairāk raksturīgas parauga augšējai daļai. Sekundārais kalcīts fragmentāros 1-3 mm garos un 0,25 mm platos iecirkņos kristalizējies arī zem lielās horizontālās plaisas, kas paraugu vizuāli sadala divās daļās, kā arī divās pārējās garajās diagonālajās plaisās (5.3. attēls B). Virs lielās plaisas aptuveni 1 mm platumā izgulsnējies māls. Parauga augšdaļā ieža pamatmasu veido ļoti smalkkristālisks dolomīts 0,02-0,03 mm, kura kristāli ir ksenomorfi. Nelielas izplatības iecirkņos, galvenokārt telpiskā saistībā ar lielajām plaisām, sastopams arī tumšs mikrīts (5.3. attēls B), ko caurauž jau minētās smalkās plaisīņas. Parauga apakšējā daļā gaiša un dzidra smalkkristāliska idiomorfa un hipidiomorfa dolomīta iecirkņi mijas ar tumšākiem ļoti smalkkristāliska hipidiomorfa-ksenomorfa dolomīta iecirkņiem. Gaišie iecirkņi bieži izkārtoti subvertikālās, liektās zonās, veidojot apveidu tumšākajiem iecirkņiem. Gaišo zonu dolomīta kristāliem nereti ir ieapaļa forma, kas liecina par šķīšanas procesiem, un idiomorfiem kristāliem centros ir piemaisījumi (5.3. attēls A), savukārt tumšajos iecirkņos ir izplatīti mikrītiski 0,25 mm plati un 0,3 mm gari sakopojumi gan ar krasām, gan neskaidrām robežām. Ieža augšējā daļā 5x9 mm lielā iecirknī konstatētas pizoīdu aizmetņiem līdzīgas tekstūras (5.3. attēls C). Šie mikrītiskie līdz ļoti smalkkristāliskie veidojumi diametrā sasniedz 0,3-0,6 mm un ir tumšāki nekā to ietverošā pamatmasa, kā arī bieži satur kvarca graudu ieslēgumus. Drupu graudu (rupja aleirīta līdz smalkas smilts) piejaukums paraugā kopumā ir aptuveni 10-14%. Kvarca graudiem ir ļoti neregulāra forma.

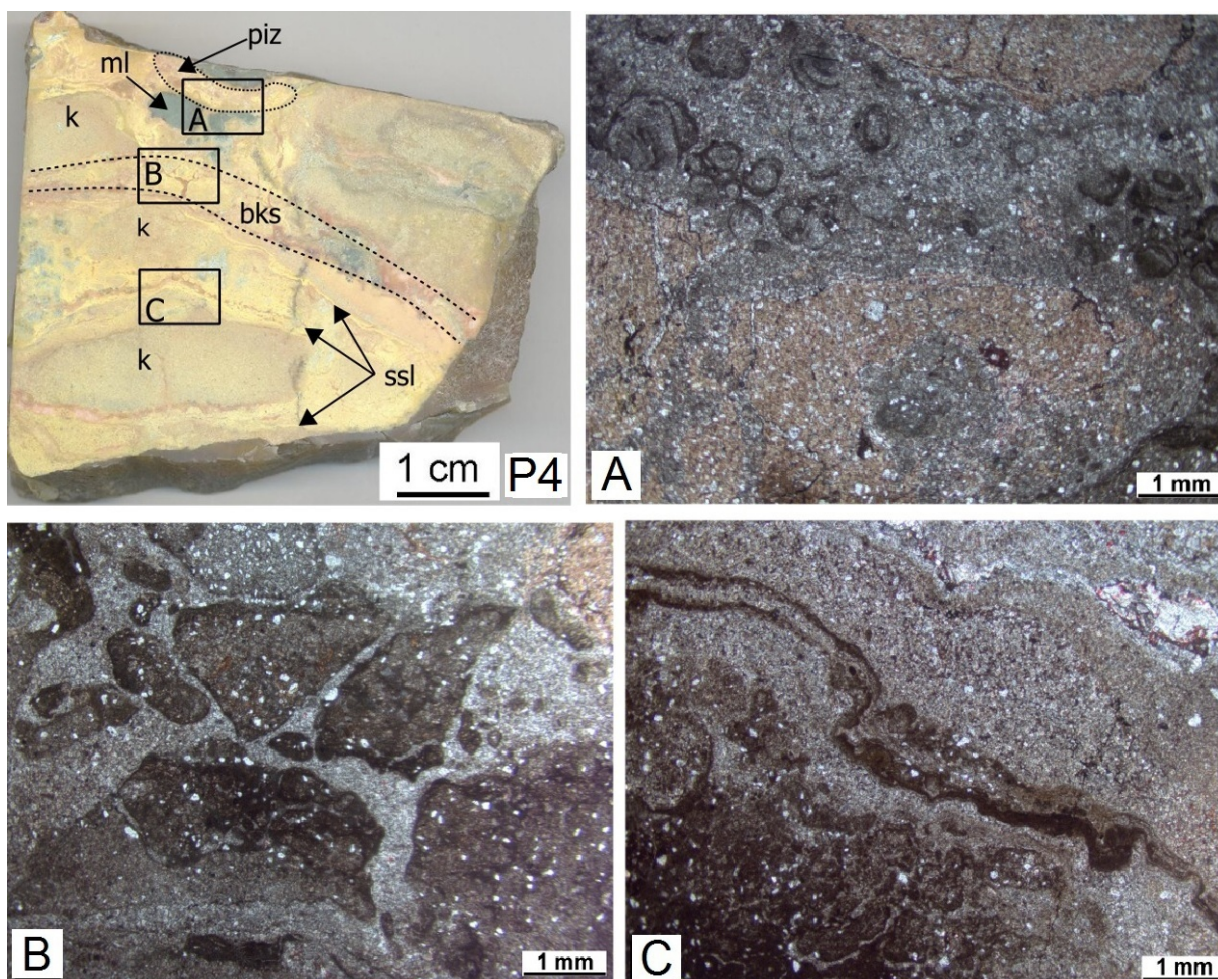


5.3. attēls. P1 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: pl - plaisas, kav - kavernas, spl - sīkas subvertikālās plaisiņas. **A.** Idiomorfem lieliem dolomīta kristāliem ir tumši centri un dzidras apmalītes, savukārt mazāka izmēra kristāli bieži ir ieapaļas formas, kas liecina par šķīšanu. **B.** Plaisa ir daļēji aizpildīta ar sekundāro kalcītu un šķērso tumšu mikrītisku iecirkni, kuram raksturīgas sīkas subhorizontālas plaisiņas un rupja aleirīta - smalkas smilts piejaukums (peldošo graudu tekstūras). **C.** Iecirknis ar pizoīdu aizmetņiem.

P4 paraugs (5.4. attēls) ir ņemts no slāņa pašas augšējās daļas. Paraugs kopumā ir ļoti nevienmērīgs un daļēji pārstāv šūnveida dolomītu ar māla aizpildījumiem. Pieslīpējumā redzams, ka šo iezi skāruši aktīvi dēdēšanas procesi. Parauga apakšējā un augšējā daļā smalkkristāliskā dolomīta matricē ir iekļauti karbonātiska sastāva kunkuļi (k), no kuriem lielākais ir gandrīz 3 cm garš. Zem un virs kunkuļa vērojamas ritmiski izvietotas sīkslāņotās josliņas (ssl), kurās dažkārt ir iekļautas pizoīdu virtenes (piz).

Plānslīpējumā redzams, ka karbonātiskos kunkuļus veido smalkkristālais līdz vidējkristālais hipidiomorfs dolomīts (0,05-0,175 mm), savukārt ietverošā pamatmasa ir ļoti smalkkristāliska. Lielā kunkuļa sānos un augšdaļā sastopami nelieli, līdz 0,05 mm diametrā

punktveida pirīta sakopojumi. Mikrītiskās subhorizontālo slānīšu zonas ir 0,25-0,40 mm platas un raksturīgi, ka virzoties uz sāniem tās paliek plānākas, dažkārt starp diviem tumšiem mikrītiskiem slānīšiem novērojams gaišāks hipidiomorfs smalkkristālisks un vidējkristālisks dolomīts (5.4. attēls C). Šīm gaišajām dzīslveidīgajām zonām ir neregulāra forma - bieži tās ir it kā viena no otras atdalītas un mikrītisks slānītis sedz arī to sānu malas. Minētie veidojumi ir gan iegareni izstiepti, gan apļveida sasniedzot 1 mm izmērus. Ieža augšējai daļai raksturīgs dažādkristālisks (smalkkristālisks līdz vidējkristālisks) skaidrs dolomīts ar hipidiomorfiem, bet vietām ļoti pareizi veidotiem idiomorfiem kristāliem, kas ir sastopami mālainās dzīslīnās. Paraugā konstatēti ir arī nelieli mālaini iecirkņi (3x2 mm lieli), kurus apņem riņķveida plaisas. Makroparaugā ieža augšējā daļā redzamas arī trīs 5-10 mm platas zilpelēka māla lēcas (ml) - šūnveida tekstūras aizpildījums. Starp lēcām ir izvietojušies pizoīdi, veidojot nelielas pizolītu kabatas, turklāt pizoīdi ir izkārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā. Mikroskopā varēja novērtēt, ka pizoīdu forma ir ļoti neregulāra ar vairākām (3-4) mikrītiskām neviendabīgām apmalītēm un to izmēri mainās no 0,25 līdz 1 mm (5.4. attēls A). Pizolītu kabatu no dzidrā un gaišā dolomīta norobežo subvertikāli mikrītiskie viļņveidīgie slānīši. Starp divām zemākajām māla lēcām un vienu no sīkslāņotajām josliņām atrodas aptuveni 0,5 cm biezs brekčiju-konglomerāta slānītis (bk), kur ieža materiāls ir salauzīts un pārvietojies pa nelielu nogāzi uz leju. Plānslīpējumā redzams, ka atlūzu izmēri mainās no 0,2-3 mm un tās veido tumšāks, smalkkristālisks materiāls nekā ietverošajai matricēi (5.4. attēls B). Drupu graudu izplatība paraugā ir ļoti nevienmērīga: smalkās smilts piejaukums ieža apakšējā daļā ir 10-12%, bet augšējā daļā - tikai 5%. Sekundārais kalcīts iezī izgulsnējies dzīslīnās (6 mm garās un 0,2-0,8 mm platās) un kavernās, kā arī sastopams karbonātisko kunkuļu pamatmasā. Plaisiņās vietām izgulsnējies arī pirīts.

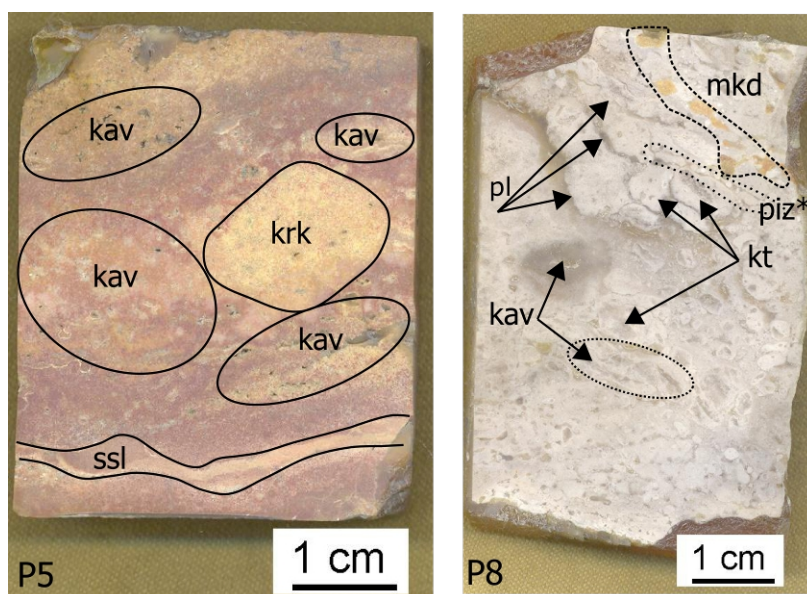


5.4. attēls. P4 parauga pieslīpējums (autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: piz – pizoīdi, ml – māla lēcas, k – karbonātiski kunkuļi, bks – brekciju-konglomerāta slānītis, ssl – sīkslāņotā josliņa. **A.** Starp trīs māla lēcām redzami pizoīdi ar neregulārām vairākām apmalītēm. **B.** Atlūzas brekciju-konglomerāta slānītī. Drupu graudu koncentrācija atlūzu ķermeņos salīdzinot ar gaišo ietverošo pamatmasu ir lielāka **C.** Dubulta sīkslāņotā josliņa ar gaišāku, nedaudz rupjkristāliskāku materiālu pa vidu.

5.2.2. Otrā slāņa dolokrēti

P5 paraugs (5.5. attēls) ir ņemts no 2. slāņa vidusdaļas. Tas ir sarkanīgi dzeltenbrūns dolomīts ar krama konkrēcijām gaišākā krāsā (krk), no kurām lielākā diametrā sasniedz 1,5 cm. Parauga apakšdaļā mikrītisks vai ļoti smalkkristālisks dolomīts veido sīku slānīti (ssl). 5% no parauga virsmas sastāda dažāda lieluma kavernas (kav), kas ir gan tukšas, gan aizpildītas ar dolomītu miltiem vai kramu.

P8 paraugs (5.5. attēls) ir ņemts no slāņa augšējās daļas un pārstāv gaiši pelēcīgu, ļoti kramainu un izturīgu dolomītu (apstrāde ar ģeoloģisko zāģi aizņēma daudz ilgāku laiku nekā citiem paraugiem). Slīpējuma virsmā redzams, ka iezis ir piesātināts ar kunkuļveida tekstūram (kt), maziem, sfēriskiem sakopojumiem (iespējams, pizoīdiem; piz*), kā arī ar kavernām (kav) un plaisām (pl). Plaisas un kavernas bieži pilnībā ir izpildītas ar dzidru kramu. Parauga augšdaļā ieslēgumu vidū sastopams mazāk kramains dolomīts (mkd).



5.5. attēls. P5 un P8 paraugu pieslīpējumi no 2. slāņa (autores grafiskā interpretācija)

Apzīmējumi: ssl – sīkslāņotā josliņa, kav – kavernas, kkr – krama konkrēcija, pl - plaisas, piz - pizoīdi, mkd - mazāk kramains dolomīts.

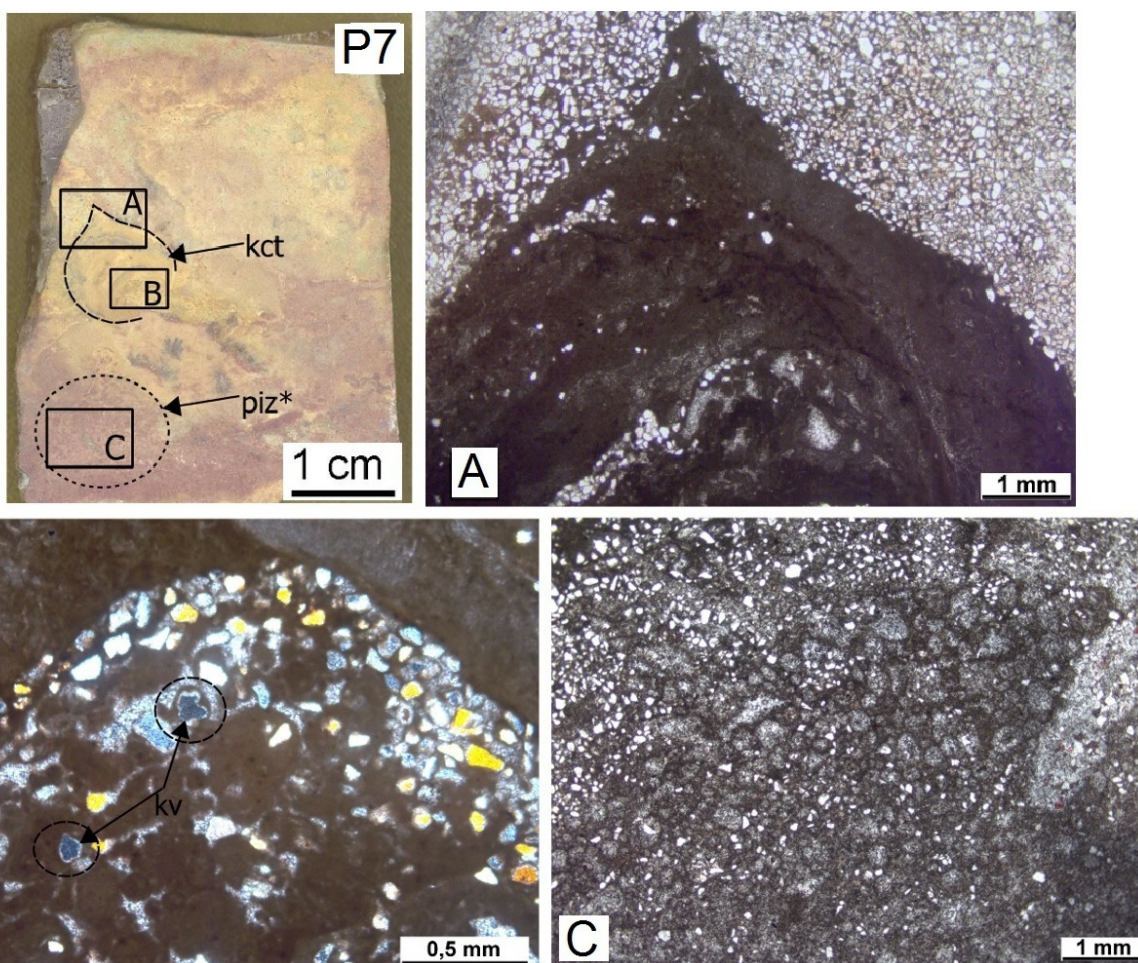
P7 paraugs (5.6. attēls) ir ņemts no 2. slāņa augšējās daļas. Līdzīgi P5 paraugam, tas ir tumši sarkanos, dzeltenīgi brūnos toņos, taču bez krama piejaukuma. Parauga vidusdaļā, kreisajā pusē ir pusemēness formas, koncentriska tekstūra – kunkuļveida mikrītiska karbonātiska materiāla sakopojums (kt). Parauga apakšējā daļā, iespējams, ir vērojami ļoti sīki pizoīdi (piz*). Plānslīpējumā redzams, ka ieža apakšējā daļā tā pamatmasu veido smalkkristālisks līdz vidējkristālisks dolomīts (0,05-0,125) ar ksenomorfiem-hipidiomorfiem kristāliem, taču dažviet nelielos iecirkņos (4x3 mm) vērojami arī rupji neregulāras formas dolomīta kristāli (0,25-0,3 mm). Paraugā ir ļoti augsts drupu graudu saturs, kas dažādos iecirkņos mainās no 50-60%, dažviet pat sasniedzot 70%, taču pavisam nelielos izplatības apgabalos tas mēdz būt tikai 10%. Drupu graudu frakcija pamatā ir ļoti smalka līdz smalka smilts (0,075-0,25 mm). Parauga kreisajā apakšējā daļā, kur drupu graudu izplatība ir vismazākā, sastopami apaļi sakopojumi - pizoīdu aizmetņi (5.6. attēls C). Mazākais aizmetnis ir 0,125 mm, lielākais 0,5 mm, bet visbiežāk sastopamie pizoīdu aizmetņi ir 0,25 mm lieli.

Pizoīdu aizmetņu centru veido dzidrs dolomīts - hipidiomorfi, aptuveni 0,05 mm lieli kristāli. Aizmetņus apņem mikrītiska, tumša apmalīte, kas tos vizuāli atdala no gaišākās matricēs, bet to centros dažkārt vērojami nevienmērīgi izkļiedēti rupja aleirīta un ļoti smalkas smilts graudi. Aizmetņi ir daļēji saspiesti kopā, to saskaršanās vietās mikrītiskās apmalītes saplūst, taču cements nav vērojams. Pizoīdu savstarpējais izkārtojums bieži atgādina virtenītes. Virs pizoīdu aizmetņu iecirkņa iezī strauji pieaug drupu graudu saturs. Dažkārt drupu graudi ir sastopami izolētos vienmērīgas izplatības iecirkņos, taču vienmērību mēdz izjaukt subvertikāli un subhorizontāli izvietotas mikrītiskas joslas vai arī neregulāri sfēriski iecirkņi (4x0,5 mm), kuros drupu graudu ir izteikti maz.

Sastopamas arī subvertikālas (0,5-1,25 mm platas un 3-4 mm garas) joslas-dzīslas, kuru centrā izkristalizējušies dzidri un skaidri 0,25-0,3 mm lieli dolomīta kristāli (rupjkristāliskais dolomīts). Apakšējās daļās šīs dzīslas norobežo 0,5 mm plata mikrītiska josliņa ar retiem drupu graudiem, bet nedaudz zemāk to daudzums strauji pieaug. Dzīslas augšējo daļu norobežo smalkkristāliskais dolomīts ar vienmērīgu un lielu drupu graudu piejaukumu (60-70%). Šīs dzīslas sākotnēji ir bijušas tukšas, par ko liecina to tuvumā saglabājušās kavernas, no kurām lielākā ir 1 mm gara un 0,5 mm plata. Virs šīm joslām-dzīslām vērojami garenīgi izstiepti kunkuļi (vidēji 0,75 mm plati un 1,5 mm gari) ar tādu pašu rupjkristālisku hipidiomorfu dolomītu centrā. Kunkuļus apņem neregulāras formas mikrītiskas apmalītes, to centros drupu graudu saturs parasti ir samazināts un acīmredzami pieaug veidojumu apakšējās daļās. Vienam no šiem kunkuļiem ir pārsteidzoši asas šķautnes un pa vidu gandrīz taisnstūrveida pora (0,25x0,75 mm). Labi izteiktās robežas nodala pilnkristālisko dolomītu no tumšā mikrītiskā materiāla.

Tumšā un blīvā mikrītiskā masa parauga vidusdaļā ir izveidojusi īpatnējas formas aptuveni 1 cm lielu koncentrisku iecirkni (5.6. attēls A). Mikrīts šajā iecirknī ir ļoti daudzveidīgs. Viena no izplatītākajām mikrīta formām šeit ir sīki slānīši, kur gaišākas josliņas mijas ar tumšākām. Mikrītiskās josliņas ir subvertikālas, bieži liektas un nevienmērīgas, dažos gadījumos pat salauzītas. Paralēli mikrītiskajām sīkslāņotajām joslām ir iespiestas drupu graudu sablīvējumu josliņas, kas tāpat kā sīkslāņotās joslas ir izlocītas subvertikāli. Mikrīts mēdz būt arī viendabīgs un tumšs, bet vietām to veido 0,1-0,3 mm lieli pizoīdu aizmetņi.

Ap kvarca graudiem bieži izveidojušās karbonātiskas apmalītes, kā arī dažviet sastopami korodētie kvarca graudi (kv; 5.6. attēls B). Parauga augšējo daļu raksturo blīvi, mikrītiski kunkuļi (1x0,5 mm) un sīkslāņoto joslu fragmenti, kā arī mikrītu un kvarca graudu saturoši kunkuļi, kurus apņem laminārie slānīši.



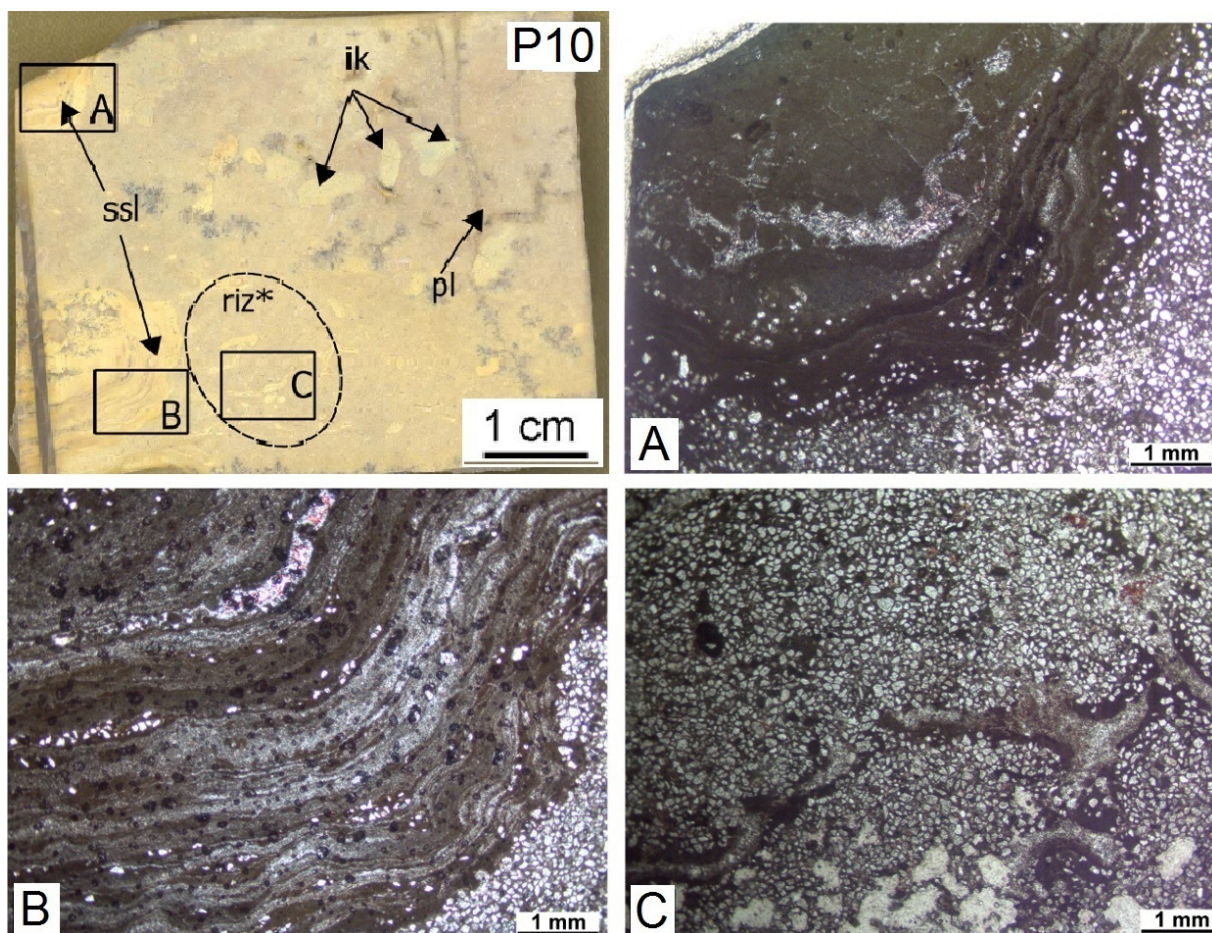
5.6. attēls. P7 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Fotogrāfijas A un C fotogrāfētas ar izslēgtu un B ar ieslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: piz* – pizoīdu aizmetņi, kt - koncentriska tekstūra, kv - korodēti kvarca graudi. **A.** Koncentriskais mikrītiskais iecirknis smilšainā dolomītā. **B.** Zem sīkslāņotām josliņām un kunkuļveida mikrītu redzama kvarca graudu kabata. Daži no kvarca graudiem ir korodēti. **C.** Pizoīdu aizmetņu iecirknis. Labajā augšējā stūrī, iespējams, rizoīds.

P10 paraugs (5.7. attēls) ir ņemts no 2. slāņa vidusdaļas. Tas ir pelēcīgi dzeltenīgs, gaišbrūns smalkkristālisks dolomīts. Parauga apakšdaļā, kreisajā pusē ir liela (>2 cm) tekstūra, ko lejasdaļā aptuveni 8 mm platā joslā aptver sīku slānīšu sakopojums (ssl). Līdzīgas tekstūras fragments vērojams arī parauga augšējā daļā, arī kreisajā pusē. Pa labi no lielās koncentriskās tekstūras, parauga vidū ir 3 – 5 problemātiski rizoīdi (riz*) un virs mangāna uzsūbējumu veidotās „diagonāles” – vairāki dažādu izmēru intraklasti (0,2-0,6 cm; ik).

Plānslīpējumā redzams, ka iezis ir samērā vienmērīgas uzbūves smilšains mikrītisks dolomīts, kurā rupja aleirīta, ļoti smalkas un smalkas smilts graudi sastāda 60-70%. Parauga labajā apakšējā stūrī savdabīgu tekstūru veido izteikta mikrītisko slānīšu mija (5.7. attēls B). Mainīga biezuma (0,025-0,1 mm) tumši mikrītiskie slānīši mijas ar gaišākiem, kopskaitā no

25 līdz 40.. Reizēm gan tumšākie, gan gaišākie slānīši veido vienotus sakopojumus, un tādā gadījumā atsevišķos slānīšus vairs nevar izšķirt - tie veido lielākas līdz 0,25 mm biezas josliņas. Mikrītiskie slānīši ir viļņveidīgi un lokveidā apliecas konglomerātiskas dabas iecirknim. Sīkslāņotajā zonā drupu graudu izplatība ir daudz mazāka nekā pārējā iezī. Tie ir sakārtoti noteiktā kārtībā - iespiesti starp mikrītiskajiem slānīšiem, veidojot nelielas kabatiņas vai arī atrodas mikrītisko josliņu izliektajās spicītēs. Tekstūras iekšpusē, tuvojoties centram, atkārtojot lamināro slānīšu liekumu, izveidojusies 3,75 mm plata plaisa, kurā izkristalizēties hipidiomorfs smalkkristālisks dolomīts un vērojams arī sekundārais kalcīts. Tekstūras kodolu veido haotisks iecirknis. Sākotnēji tā pamatmasa ir bijusi mikrītiska, bet vēlāk izveidojies apliecošo jeb riņķveida plasiņu tīkls. Plasiņās ir ienesti smilšu graudi, lielākajās kristalizēties dolomīts, ko vēlāk daļēji pārņēmis kalcīts, veidojot līdz pat 1 mm lielus neregulāras formas kristālus. Plaisu tīkls vizuāli atgādina bišu šūnu tekstūru, kuras iekšienē esošajā mikrītā var samant pizoīdu aizmetņu apveidus, starp kuriem ir iespiesti drupu graudi. Parauga augšdaļā redzama tāda pati, tikai daudz mazāka izmēra sfēriskā tekstūra, kuras centrā ir blīvs mikrīts (5.7. attēls A). Arī šīs tekstūras kodolu caurvij dzīslīņu tīkls. Mikrītisko centru no laminārajiem slānīšiem atdala neregulāra 0,5-0,75 mm plata plaisa aizpildīta ar vidējkristālisks dolomītu (0,1-0,125 mm). Platākajā plaisas daļā starp dolomīta kristāliem vērojami 0,075-0,325 mm lieli tumši blīva mikrīta kunkuļi. Dolomīta kristālus plaisā vietām laika gaitā daļēji ir aizvietojis sekundārais kalcīts. Abām sfēriskajām tekstūrām ārējās malās starp mikrītiskajiem slānīšiem ir vērojami Mn savienojumi izziedējumu veidā.

Lielās sfēriskās tekstūras apkārtņē vienmērīgajā iezā pamatmasā izkaisītas garenas, izstieptas formas tekstūras, kas, iespējams, ir sakņu veidojumi (5.7. attēls C). Minētās tekstūras no apkārtējā fona izceļas ar zemu drupu graudu piejaukumu. Tekstūru apakšējās daļas, taču dažkārt arī augšējās apņem tumšs mikrīta slānītis, savukārt to iekšpusē pilda smalkkristālisks hipidiomorfs dolomīts (0,05-0,1 mm). Tekstūras ir no 3 līdz 5 mm garas, dažkārt V veida ar savienojuma vietu vērstu uz leju. Iezī 0,8-1,2 mm platā subvertikālā plaisa labajā pusē praktiski visā garumā šķērso paraugu un ir pildīta ar sekundāro kalcītu. Paraugā sastopami arī mikrītiski intraklasti ar asām robežām un nelielu drupu graudu piejaukumu. Raksturīgi, ka to iekšpusē mikrītiskais materiāls ir tumšāks un blīvāks nekā pamatmasa. Iezī plaši izplatītas arī kavernas, kuru izmēri mainās no 0,25 līdz 3 mm. Kavernas ir gan tukšas, gan aizpildītas ar vidējkristālisks dolomītu (0,125-0,25 mm). Reizēm dolomīta kristāli ir izveidojušies tikai gar kavernu malām. Kavernu iekšpusē un gar malām dolomītu kristāli vietām ir šķīduši un to vietā kristalizēties kalcīts. Lielākajās kavernās starp dolomīta aizpildījumu ir izplatīti arī kvarca graudi.



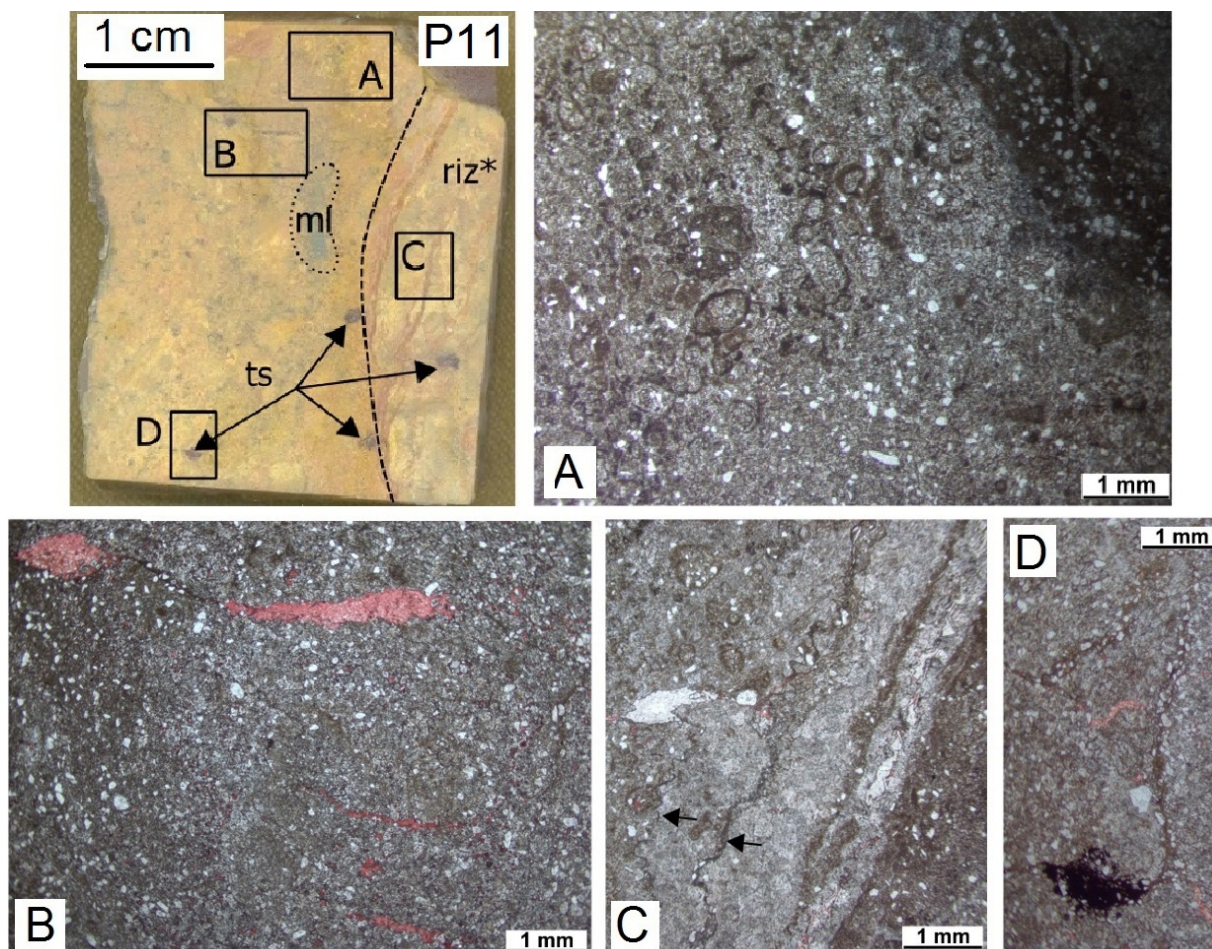
5.7. attēls. P10 parauga pieslīpējums (Pipira, 2015; autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: ssl– sīksslāņotās josliņas, riz* - problemātiski rizoīdi, ik - intraklasts, pl - plaisa. **A.** Blīva mikrīta kodolu ar dzīslīņu tīklu apņem mikrītiski slānīši. **B.** Mikrītisku gaišu un tumšu slānīšu mija ar starp tiem iespiestiem kvarca graudiem un plaisā izkristalizējušos sekundāro kalcītu. **C.** Iespējamie rizoīdi smilšainā mikrītiskā dolomītā.

P11 paraugs (5.8. attēls) ir ņemts 10 cm uz augšu no 2. slāņa pamatnes. Tas ir dzeltenīgi rozganpelēks dolomīts. Parauga centrā ir iegarena vertikāli novietota māla lēca (ml), bet labo pusi klāj subvertikālu sarkanu dzīslīņu tīkls kas, iespējams, veidojies sakņu darbības rezultātā (riz*). Telpiski nevienmērīgi ir izvietoti četri neregulāras formas 1-2 mm lieli tumši sakopojumi.

Plānslīpējumā redzams, ka iezi veido hipidiomorfs ļoti smalkkristālisks-smalkkristālisks dolomīts (0,025-0,1 mm), kurā "peld" mikrītiski kunkuļi (1,5-3 mm diametrā). Subvertikālā dzīslu tīkla individuālām komponentēm ir dubulta uzbūve, piemēram, lielākā dzīsla sastāv no 0,75 un 1,3 mm platām dzīslīņām, kuras atdala mikrītisks slānītis. Dzīslas ir aizpildītas ar vidējkristālisks līdz pat dažbrīd rupjkristālisks dolomītu (0,25-0,37 mm), kur vietām dolomītu

ir aizstājis sekundārais kalcīts (5.8. attēls B). Parauga augšējā daļā vērojams neizturēts 8 mm plats un 6 mm garš pizoīdu aizmetņu iecirknis ar neregulārām robežām (5.8. attēls A). Atsevišķo aizmetņu izmēri mainās no 0,125 līdz 0,75 mm un to centros starp smalkkristālisku dolomītu bieži var vērot 0,025 mm lielus sekundārā kalcīta ieslēgumus. Dažkārt pizoīdu aizmetņiem redzamas vairākas, taču ne pārāk labi izteiktas apmalītes, kas ir sastarpēji saplūdušas kopā un to centros bieži ir klātesoši rupja aleirīta drupu graudu ieslēgumi. Aizmetņi bieži ir izkārtoti subvertikālās virtenēs un kabatās gan apgrieztajā, gan normālajā gradācijas slāņojumā, to ietverošo matrici veido smalkkristālisks līdz vidējkristālisks dolomīts (0,05-0,125 mm) un 5% rupja aleirīta/smalkas smilts piejaukums. Parauga vidusdaļā vērojama idiomorfa un hipidiomorfa dolomīta iecirkņu mija, kurus vietām atdala mālaines subhorizontālu-subvertikālu plaišņu sistēmas. Raksturīgi, ka pa mālainajām plaišņām dolomītu kristāli savietojušies rindiņās. Reizēm plaisas paplašinās (0,5 mm platumā un 2,5 mm garumā) un tur dolomītu ir aizvietojis sekundārais kalcīts, kas kopumā iezī ir diezgan izplatīts - ap 10%. Tas ir sastopams gan starp dolomītu kristāliem, gan to centros, gan kā mazu dzīslīņu aizpildījumi.

Paraugā konstatēti stilolīti, kas varētu būt radušies pleistocēna ledāja izraisītā spiediena ietekmē (5.8. attēls C). Makroparaugā atzīmētie tumšie pleķi plānslīpējumā ir neregulāras formas pirīta sakopojumi, kas liecina par neoksidētu organisko vielu (5.8. attēls D). Pirīts paraugā vietām ir arī izkaisīts 0,025-0,05 mm lielu graudiņu veidā un tā ieslēgumi ir sastopami arī mālainajās dzīslīņās.



5.8. attēls. P11 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: ml - māla lēca, ts - tumšie sakopojumi, riz* - problemātiski rizoīdi. **A.** Pizoīdu aizmetņu iecirknis, labajā pusē to norobežo tumšs mikrīts ar lielu drupu graudu piejaukumu. **B.** Plaisu aizpildījumi ar sekundāro kalcītu. **C.** Stilolīti (norādīti ar melnajām bultiņām). **D.** Fotogrāfijas apakšējā daļā redzams neregulārs pīrta savienojumu sakopojums.

P12 paraugs (5.9. attēls) ir ņemts 30 m uz dienvidiem no atseguma fragmenta. Paraugs ir ļoti nevienmērīgs un sastāv no vairākām zonām. Masīva dolomīta slāņi (mdsl) šeit mijas ar sīkslāņotām joslām (ssl) un pizoīdu sakopojumiem (piz) - pizolītiem. Īpaši izteikti pizoīdi ir parauga vidusdaļā, labajā pusē, kur tie ir izkārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā. Apskatot parauga plānslīpējumā, var izdalīt četras dažādas zonas.

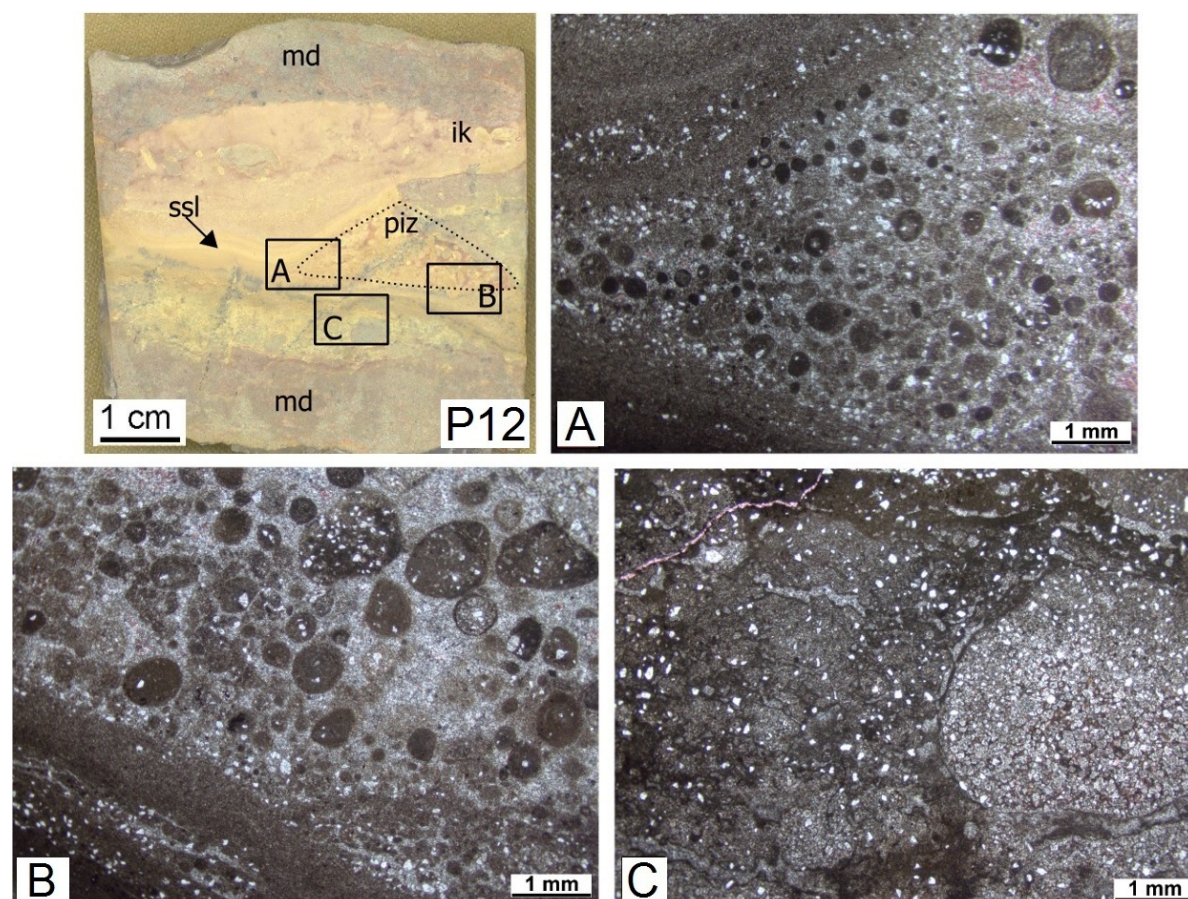
Parauga apakšējā daļa sastāv no smalkkristāliska un vidējkristāliska dolomīta (0,05-0,22 mm) un tai raksturīgs nevienmērīgs mālu piejaukums. Dolomīta kristāli ir idiomorfī un hipidiomorfī, vietām ieapaļas formas. Zonālo kristālu centri reizēm ir tumši, bet biežāk sastopami kristāli ar gaišiem centriem, kurus apņem tumšāka zona, bet pati kristāla ārpusē atkal ir gaiša un dzidra. Subhorizontālas plaisas vietām ir aizpildītas ar vidējkristālisku, dzidru

dolomītu, kura vietā bieži ir stājies sekundārais calcīts. Drupu graudu piejaukums parauga apakšējā daļā nav liels - tikai 3%, un to veido ļoti rupjš aleirīts un smalka smilts.

Šai zonai uzguļ samērā haotiska un neizturēta zona, kurā ir daudz subhorizontāli un subvertikāli orientēti veidojumi, kas varētu būt sakņu tekstūras. Pēc formas šie veidojumi ir ļoti dažādi - no zarotiem un izstieptas formas līdz pikuč- un amēbveidīgiem. Iegarenajām zarotās formas tekstūrām robežas ir tumšas un mikrītiskas, savukārt to iekšpusi izklāj gaišāks un dzidrāks materiāls. Izliektās robežas vietām atgādina satecējumu formas. Iegarenās tekstūras ir 0,1-0,25 mm platas un 1,5-3 mm garas. Zonas augšējā daļā šīs tekstūras vairāk atgādina gaišu plaišņu tīklu, ietverošajai matricei kļūstot mikrītiskai un tumšai, tādējādi apmalītes saplūst ar fonu. Garenajām tekstūrām izliecoties veidojas apaļās formas tekstūras, kuru iekšpuse sastāv no idiomorfa dzidra smalkkristāliska un vidējkristāliska dolomīta (5.9. attēls C). Jo lielāka ir apaļā tekstūra, jo dolomīta kristāli ir skaidrāki, lielāki un regulārākas formas. Rupja aleirīta un smalkas smilts daudzums šajā zonā sasniedz 15-17%. Kvarca graudi vietām ir sakārtojušies virtenītēs, kas vizuāli turpina plaisu formu.

Trešo atšķirīgo zonu pārstāv lamināro slānīšu sakopojumi. Paraugā divas lamināro slānīšu joslas ieskauj pizolītu kabatu (5.9. attēls A). Mikrītiskajām laminētajām zonām smalkas smilts graudi ir izkārtoti pa vidu - rindiņās, kas paralēlas mikrītiskajiem slānīšiem, taču lielām sīkslāņotajām joslām drupu graudu piejaukums nav vērojams vispār. Virzoties pretī pizolītu kabatai, mikrītā parādās subhorizontālas plaišņas, kas ir aizpildītas ar ļoti smalkkristālisku dolomītu. Plaišņu tīkls pakāpeniski kļūts aizvien sazarotāks, līdz pārtop pizolītu zonā.

Pizolītu zona ir trijstūra formas kabata (3 cm gara un 1 cm augsta). Atsevišķo pizoīdu izmēri mainās no 0,12-3,25 mm, visbiežāk sastopamo pizoīdu izmēri ir 0,5-0,8 mm. Daļai pizoīdu apveidi ir krasī, bet daļai tie saplūst ar ietverošo pamatmasu; pēc formas tie ir gan iegareni, gan nedaudz kantaini, kā arī gandrīz ideāli apaļi. Pizoīdu daudzveidība iecirknī ir liela un to centrus veidojošie materiāli ir visai dažādi: mikrītisks dolomīts, smalkkristālisks, matricei līdzīgs dolomīts (0,05-0,075 mm), dolomīts ar lielu rupja aleirīta un ļoti smalkas smilts piejaukumu un dolomīts ar pirīta un mangāna piemaisījumiem. Dažkārt pizoīdus šķērso plaišņas, kurās izkristalizēties sekundārais calcīts. Starp pizoīdiem ir diezgan daudz brīvas telpas, kur dažviet izkristalizējušies pat 0,25 mm lieli hipidiomorfi dolomīta kristāli. Pizoīdi bieži ir izkārtotojušies apgrieztajā gradācijas slāņojumā (5.9. attēls B).



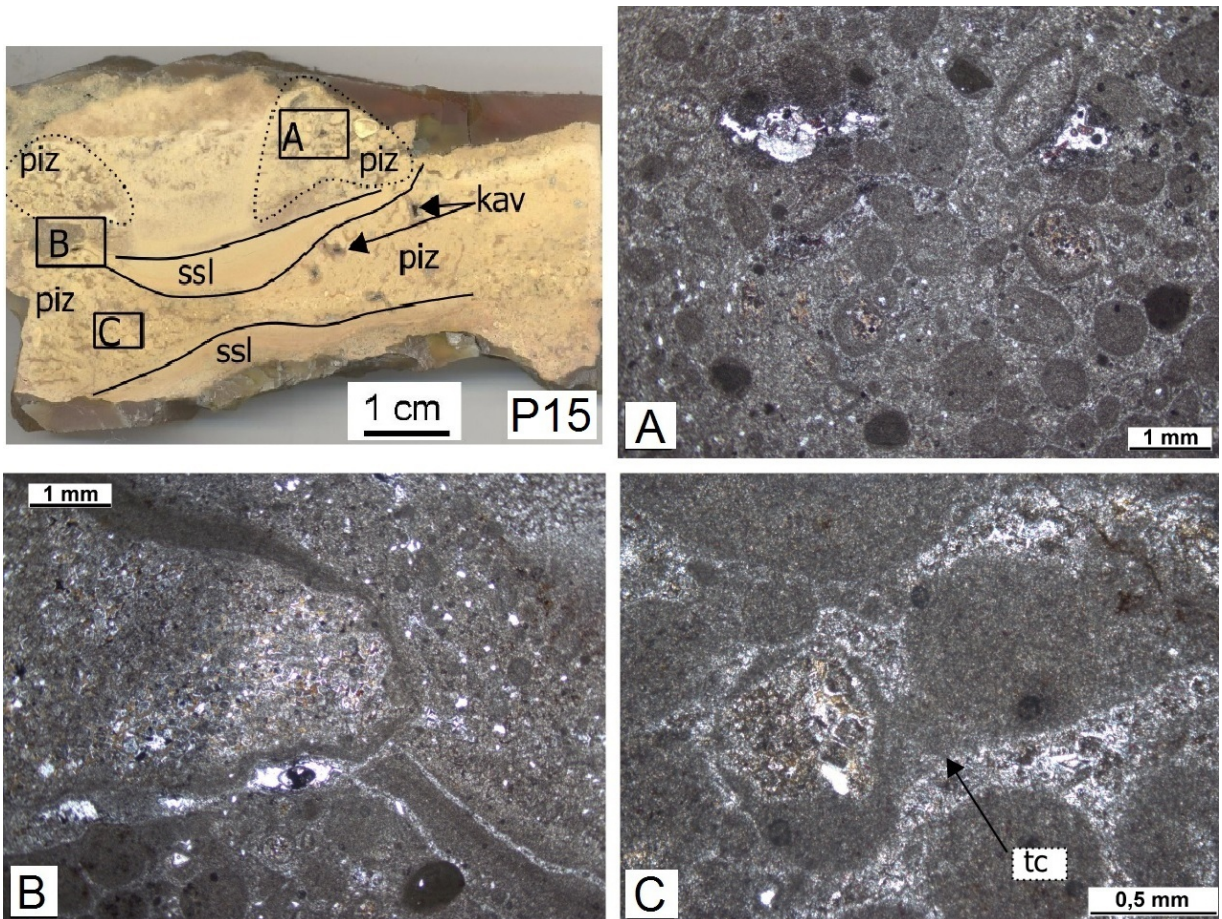
5.9. attēls. P12 parauga pieslīpējums (Pipira 2015; autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: ssl – sīkslāņotās josliņas, piz - pizoīdi, ik - intraklasti, md – masīvs dolomīts. **A.** Pizoīdi pizolītu kabatā, ko ierobežo sīkslāņotās mikrītiskās josliņas. **B.** Pizoīdi apgrieztajā gradācijas slāņojumā. Vislielākajā pizoīdā vērojams liels drupu graudu piejaukums. **C.** Fotogrāfijas labajā pusē redzama apaļas formas tekstūra, kuras iekšpusē mālainā materiālā izkristalizējis idiomorfs-hipidiomorfs dzidrs smalkkristālisks līdz vidējkristālisks dolomīts.

5.2.3. Trešā slāņa dolokrēti

P15 paraugs (5.10. attēls) ir ņemts 5 cm no 3. slāņa pamatnes, tieši zem P14 parauga. Slīpējuma virsmā bagātīgi atklājas pizolītu slāņi (piz), kuri mijas ar sīkslāņotām joslām (ssl). Plānslīpējumā redzams, ka paraugu veido pizolītu un sīkslāņotā mikrīta zonu mija. Četri pizolītu iecirkņi iezī ir izplatīti kabatu veidā, to pamatmasu veido smalkkristālisks hipidiomorfs dolomīts. Mazākie pizoīdu izmēri ir 0,25 mm, bet lielākie pizoīdi sasniedz 2 un pat 2,75 mm. Visbiežāk sastopamo pizoīdu izmēri ir 0,75-1 mm. Bieži pizoīdu forma ir iegarena, ar subvertikālu izstiepuma virzienu. Pizoīdu centrus veido ļoti smalkkristālisks dolomīts (0,01-0,02 mm), kurā atsevišķie kristāli ir saplūduši kopā, taču sastopami arī pizoīdi

ar matricei līdzīgiem dolomīta kristāliem. Dažos gadījumos pizoīdu centros vērojams drupu graudu piejaukums, kā arī sīkas kavernas, kas radušās šķīstot dolomīta kristāliem. Par pizoīdu augšanas centriem reizēm ir kalpojuši arī mikrītiski ieža fragmenti. Pizoīdu apmalītes veido tumšs mikrītisks materiāls. Pizoīdu izvietojums telpā ir stipri nevienmērīgs - reizēm tie ir ļoti cieši kopā, reizēm telpa starp tiem ir brīvāka. Apaļie graudi ir izkārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā (5.10. attēls A) un tos nereti savieno tiltveida cements (5.10. attēls C). Ar kavernām un plaisām (2-3 mm platas) ir saistīti dzidra vidējkristāliska zonāla dolomīta (0,1-0,2 mm) apgabali, kurus skārusi daļēja dedolomitizācija, kā arī nereti izplatīti dolomīta kristāli ar tumšākiem centriem. Lielākās kavernas (līdz pat 4 mm) sastopamas ieža centrālajā daļā, kur tās ir vājāk aizpildītas nekā citās pizolītu zonās.

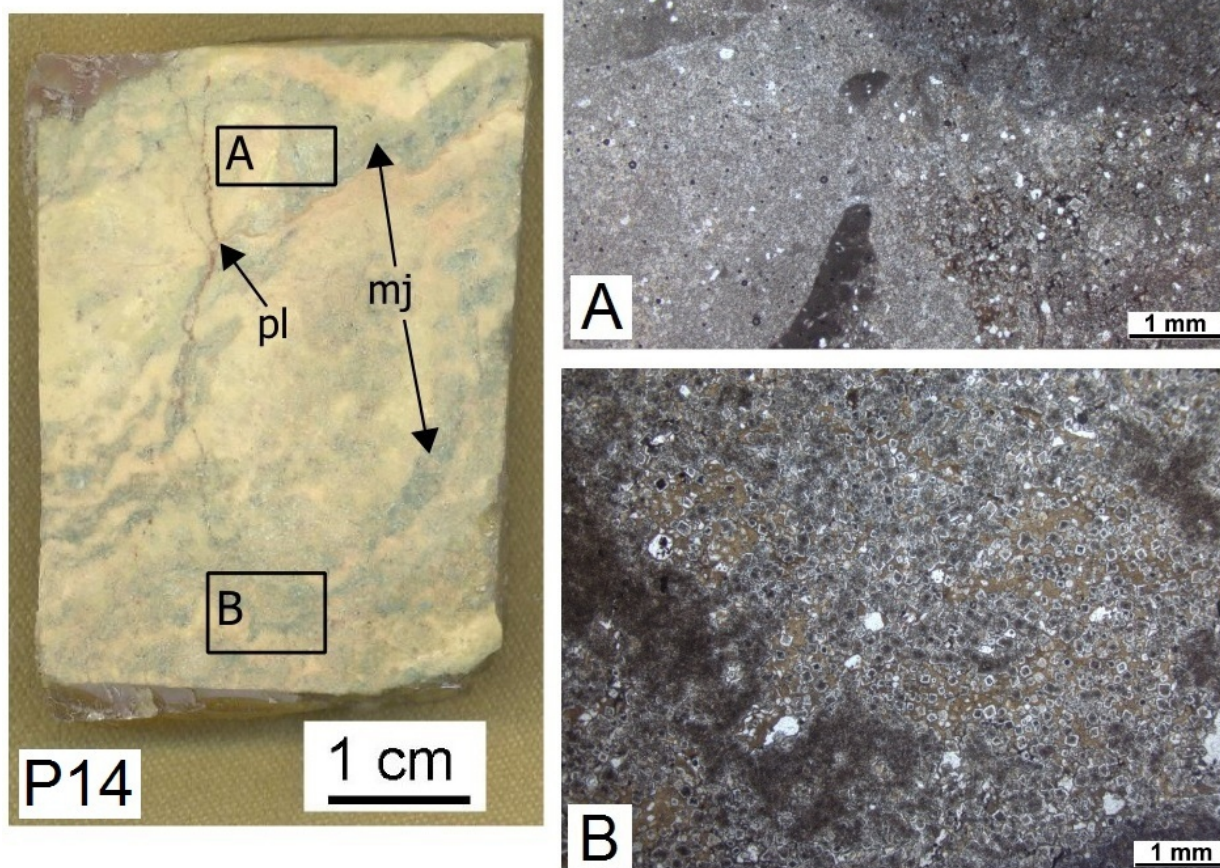
Pizolītu kabatas ierobežo lamināro slānīšu zonas. Subhorizontāli viļņotās zonas veido patumšs, vietām rūsgans mikrīts, dažkārt slānīši ir gaišāki, taču kopumā toņu maiņa ir pakāpeniska. Raksturīgi, ka sīko slānīšu josliņas labāk var novērtēt makroparaugā nekā plānslīpējumā. Slānīši bieži ir izlocīti, saliekti, it kā nocirsti, pie tam daļa no sagrieztā materiāla ir pacelta subvertikāli. Josliņu ārējās robežas vairumā gadījumu ir izplūdušas, izņemot subvertikāli paceltos fragmentus. Sīkslāņotās josliņas pakāpeniski pāriet vai nu rupjkristāliskākā dolomītā (0,03-0,05 mm), kas ietver pizoīdus vai arī pats mikrīts izmaina savu struktūru - to vairs neveido slānīši, bet gan ļoti cieši kopā saauguši mikrītiska dolomīta pizoīdi. Laminārajiem slānīšiem uz malām ir nosliece kļūt plānākiem, reizēm tos atdala sīkas 0,1-0,2 mm platas plaisiņas, kurās izkristalizējušies 0,05 mm lieli hipidiomorfi dolomīta kristāli. Sīkslāņotās josliņas (0,5 mm platas) lokāli aptver nelielus māla iecirkņus, iespējams, māla saveltņus, kuros redzams vidējkristālisks (0,125-0,25 mm) idiomorfs un hipidiomorfs dolomīts ar tumšiem kodoliem un dzidrām apmalītēm. Dažkārt tumšajos kodolos ir 0,07-0,15 mm lieli pirīta ieslēgumi. Māla saveltņu sānos sīkajiem slānīšu sakopojumiem ir izteikti asi stūri (5.10. attēls B). Drupu graudu piejaukums iežā ir tikai 1-2%, un to veido rupja aleirīta un smalkas smilts frakcijas.



5.10. attēls. P15 parauga pieslīpējums (Pipira, 2015; autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: ssl – sīkslāņotās josliņas, piz - pizoīdi, kav - kavernas
A. Pizolīts, kurā pizoīdi sakārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā. **B.** Lamināras josliņas apņem sfēriskas formas mālainu iecirkni, kurā izkristalizēties idiomorfs-hipidiomorfs dolomīts. Labajā pusē redzama nošķelta laminārā garoziņa. **C.** Tiltveida cements starp diviem pizoīdiem.

P14 paraugs (5.11. attēls) ir ņemts aptuveni 15 cm no 3. slāņa pamatnes. Uz parauga virsmas bija šūnveida dolomīta tekstūras ar māla aizpildījumiem. Pieslīpējumā redzamas garenas, ieapaļas, subvertikālas joslas, kas aizpildītas ar mālainu materiālu (mj). Slīpējumā parauga augšējā daļā redzama aptuveni 1 cm dziļa mālaina dolomīta tekstūra. Dolomīts ir plaisains, nav izturīgs. Plānslīpējums apstiprina, ka iezis, it īpaši tā apakšējā daļa, ir ļoti mālains. Mālainajos iecirkņos izkristalizējušies idiomorfī dolomīta kristāli, kuru izmēri mainās no 0,05-0,2 mm (smalkkristālisks līdz vidējkristālisks dolomīts). Dolomīta kristālu kodoli bieži ir tumši, bet to ārējo daļu - apmalīti, veido gaišs un dzidrs materiāls. Apmalītes un kodola attiecība parasti ir 1:3. Sastopami arī noapaļotas formas kristāli, kas liecina par šķīšanas procesiem (5.11. attēls B). Homogēnas struktūras mālaini iecirkņi, kuros

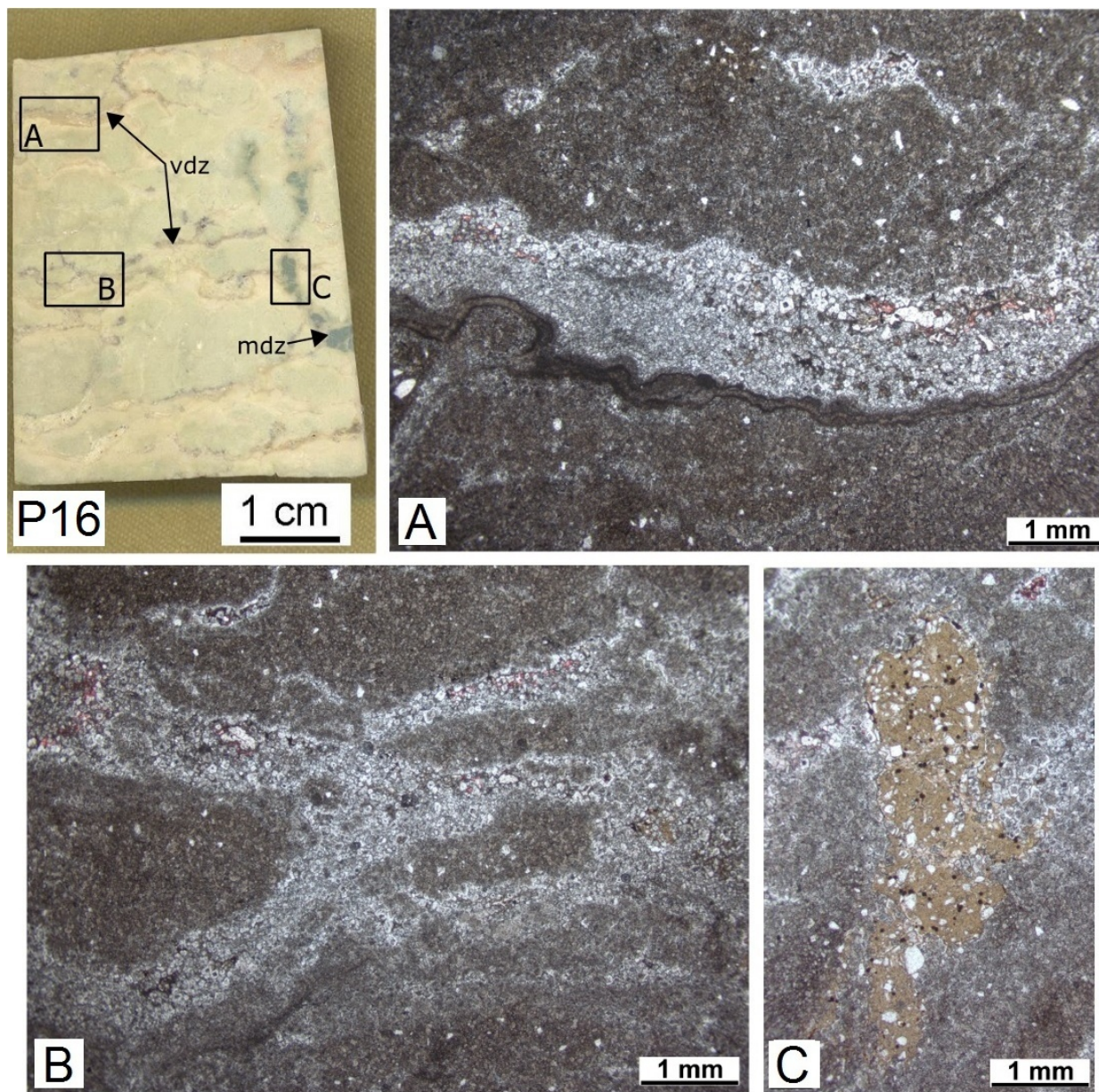
smalkkristāliska līdz vidējkristāliska dolomīta kristāli ir izkristalizējušies ciešāk kopā, mijas ar subvertikālām kunkuļainām dzīslām, kurās starp idiomorfiem dolomīta kristāliem ir vairāk brīvas telpas. Dažkārt šīs subvertikālās tekstūras ir gaišas un sastāv no ļoti smalkkristāliska dolomīta (0,025-0,05 mm). Vienu parauga pusi šķērso subvertikālu plaisu tīkls, iesniedzoties teju līdz ieža apakšējai daļai. Šajā zonā vietām sastopami pirīta un Fe^{3+} oksīdu un hidroksīdu sakopojumi - neregulāras formas pleķīši no 0,08 līdz 0,3 mm diametrā. Dažkārt šo piemaisījumu robežas ir izteiktas, jo tos ierobežo apkārt esošie dolomītu kristāli. Sakopojumu krāsa centros ir tumšāka, bet virzoties uz malām pakāpeniski kļūst gaišāka. Parauga augšējā daļā ir izplatīti neregulāras formas salauzīti intraklasti, kas sastāv no tumša mikrītiska dolomīta ar smalkas smilts graudu piemaisījumu (5.11. attēls A). Intraklasti bieži ir arī ieapaļas, kunkuļveida formas, novietoti subhorizontāli un subvertikāli. To diametri mainās no 0,25 līdz 1,5 mm. Parauga augšējā daļā sastopamas arī mālaines dzīslas, kurās izkristalizējušies pareizas formas vidējkristāliski dolomīta kristāli. Drupu graudu piejaukums iezī nav liels. Smalkas smilts graudi ir izplatīti nevienmērīgi aptuveni 1-3% robežās, un tos biežāk sastop parauga augšējā daļā.



5.11. attēls. P14 parauga pieslīpējums (autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Abas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: pl- plaisas, mj - māla joslas. **A.** Attēla apakšā redzams mikrītiska dolomīta intraklasts. **B.** Mālainu iecirkni aizpilda idiomorfa dolomīta kristāli ar tumšiem centriem un dzidrām apmalītēm.

P16 paraugs (5.12. attēls) ir ņemts 1,1 m no slāņa pamatnes. Tā virsmu klāja iespaidīgas šūnveida dolomīta tekstūras. Pieslīpējumā redzams, ka dolomīts ir zaļgandzeltenīgs, ar subhorizontālām viļņveidīgām dzīslīņām (vdz). Parauga labajā pusē ir izteikta, subvertikāli novietota dzīsla ar bagātīgu mālu aizpildījumu (mdz). Plānslīpējumā redzams, ka šūnveidīgās tekstūras veido gaiši, dzidri subvertikāli un subhorizontāli dažādi izvijušies smalkkristāliska līdz vidējkristāliska dolomīta iecirkņi (0,05-0,125 mm), kuri norobežo tumšākus ieapaļus un iegarus ļoti smalkkristāliska dolomīta (0,025-0,05 mm) iecirkņus (5.12. attēls B). Dolomīta kristālu forma ir labāk veidota gaišajos nekā tumšajos iecirkņos. Gaišās zonas acīmredzami pārstāv plaisu sistēmu, kurā ir bijis vairāk vietas un tāpēc izkristalizējušies lielāki kristāli. Gaišajām zonām raksturīgi sekundārā kalcīta ieslēgumi, bet tumšajos iecirkņos to nav. Ieža augšējā daļā zem gaišās viļņveidīgās dzīslas ir vērojama subhorizontāla garoziņa, kuru no

abām pusēm ietver tumšas apmalītes (5.12. attēls A). Parauga labās puses subvertikālajā mālainajā dzīslā tumšu 0,025-0,05 mm lielu punktiņu veidā izplatīts pirīts (5.12. attēls C). To daudzums un lielums pieaug dzīslas apakšējā daļā.

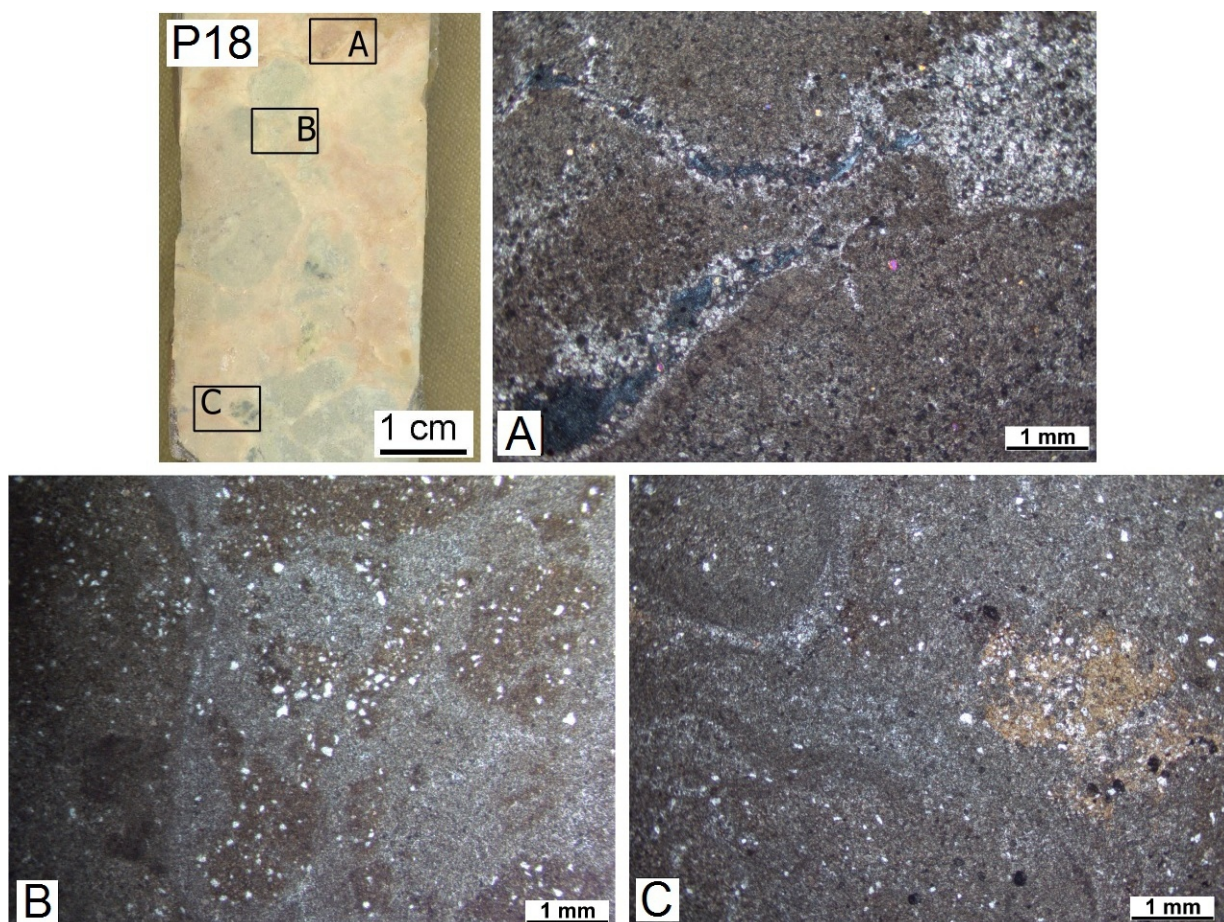


5.12. attēls. P16 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: vdz - viļņotas dzīslīņas, mdz - māla dzīsla. **A.** Zem plaisas redzama subhorizontāla viļņveidīga garoziņa ar tumšām malām. Plaisā daļēji dolomītu aizvietojis sekundārais kalcīts. **B.** Tumšos ļoti smalkkristāliskā dolomīta iecirkņus apņem gaišas smalkkristāliska līdz vidējkristāliska dolomīta zonas. **C.** Pirīta punktiņi māla dzīslā.

P18 paraugs (5.13. attēls) ir no 3. slāņa augšējās daļas. Parauga virsmu raksturoja cauruļveida struktūras, šūnveida dolomīta tekstūras un mālu aizpildījumi. Slīpējums tika

izgatavots no parauga sāna. Dzeltēnīgi pelēku, smalkkristālisku dolomītu izraibina ieapaļi pelēkzili iecirkņi. Apskatot makroparaugu, šķita, ka pelēkzilos iecirkņus veido mālains materiāls, taču pēc apskates plānslīpējumā izrādījās, ka tie sastāv no mikrītiska līdz ļoti smalkkristāliski dolomīta ar rupja aleirīta un smalkas smilts graudu piejaukumu. Šos iecirkņus apliec gaišas, iegarenas joslas, domājams, kādreizējās plaisas, kurās dolomīts ir smalkkristālisks (0,05-0,075 mm) un drupu graudu piejaukuma nav (5.13. attēls B). Parauga apakšējā daļa ir mālaināka, tajā novēro trīs māla šūnas (3-4 mm lielas), kurās vietām izplatīti pirīta punktiņi (5.13. attēls C). Iezī ir nevienmērīgi izkaisīti rupja aleirīta līdz smalkas smilts graudi, kuru daudzums sasniedz 5-7%. Kavernu izplatība iezī ir 1-2%, pie tam to ir vairāk parauga augšējā daļā. Lielākajās kavernās un gar plaisu malām ir izgulsnējies vidējkristālisks, idiomorfs dolomīts (0,125-0,175 mm), dažkārt ar tumšiem kodoliem un noapaļotām ārējām skaldnēm. Kavernās un dzīslās dolomīts ir dzidrs, no tumšākā dolomīta to dažkārt nodala plānas sīkslāņotās josliņas (5.13. attēls A).

Parauga augšējai daļai raksturīgi arī neregulāras formas dažāda izmēra kunkuļi (1,5-7 mm), kurus veido tumšs ļoti smalkkristālisks līdz mikrītisks materiāls ar palielinātu drupu graudu piejaukumu atšķirībā no ietverošās pamatmasas. Kunkuļus apņem gaišāks dolomīts ar līdzīgu kristālu izmēru un dažkārt tos apliec dzīslīņas, kurās izkristalizējies nedaudz rupjkristāliskāks dolomīts.

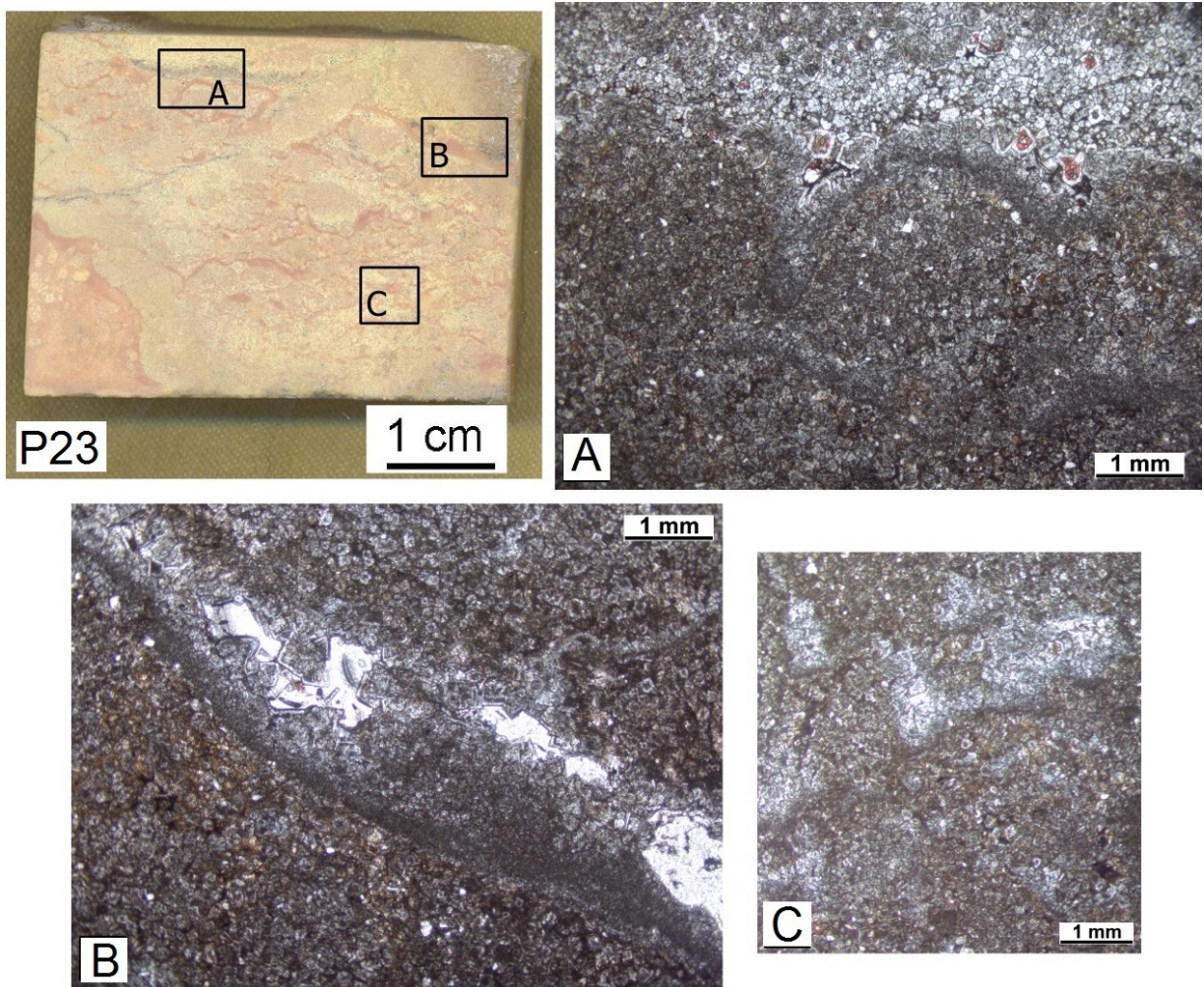


5.13. attēls. P18 parauga pieslīpējums (Pipira, 2015; autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Fotogrāfijas B un C fotografētas ar izslēgtu, A - ar ieslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. **A.** Kavernu aizpilda vidējkristālisks dzidrs dolomīts. Idiomorfī dolomīta kristāli izkristalizējušies arī gar plaisu, zem kuras vērojams mikrītisks slānītis. **B.** Tumši mikrītiski iecirkņi ar drupu graudu piejaukumu. Tos apliec gaišas, nedaudz rupjkristāliskāka materiāla joslas. **C.** Labajā pusē redzama māla šūna ar rupja aleirīta un pirīta piejaukumu, savukārt attēla vidū un kreisajā pusē redzami mikrītiski slānīši, kas apņem iegarenas un apaļas formas veidojumus.

5.3.4. Ceturtā slāņa dolokrēti

P23 paraugs (5.14. attēls) ir ņemts 20 cm no 4. slāņa pamatnes. Paraugs ir dzeltenīgi rozgans dolomīts ar sarkanbrūnām, subhorizontālām, lokveida dzīslīņām. Parauga kreisajā, apakšējā stūrī izteikta līnija no dzeltenīgi rozganās parauga pamatdaļas atdala sarkanbrūnu iecirkni, kurā „peld” dzeltenīgi intraklasti (1 – 2 mm lieli; ik). Plānslīpējumā var redzēt, ka ieža pamatmasa ir visai mālaina - ļoti izplatīti ir mālaini iecirkņi, kuros izkristalizējies pareizas formas vidējkristālisks dolomīts (0,125-0,25 mm). Šādā pamatmasā vietumis ir ieslēgti tumšāki neregulāru apveidu (1x3 mm lieli) laukumi ar mazāku kristālu izmēru (0,025-

0,05 mm). Vietām ļoti smalkkristāliskais dolomīts pāriet arī mikrītā. Drupu graudu piemaisījums iezī ir tikai 1-2%, un to veido nevienmērīgi izkaisīti rupja aleirīta un smalkas smilts graudi. Parauga netīri rūsganā krāsa liecina ne tikai par māla klātbūtni, bet arī par Fe^{3+} piemaisījumiem. Iezi augšējā daļā šķērso aptuveni 2 mm plata subhorizontāla dzīsla, kuru aizpilda gaišs un dzidrs vidējkristālisks līdz pat rupjkristālisks dolomīts (0,2-0,5 mm), kas ir ietverts smalkkristāliskā pamatmasā (0,05-0,125 mm). Lielāko dolomīta kristālu centros vērojama dedolomitizācija, savukārt mazākajiem dolomīta kristāliem šķautnes bieži ir noapaļotas. Dažkārt pie dzīslas ir izgulsnējušies arī 0,5 mm biezi mikrītiski slānīšu sakopojumi (5.14. attēls A). Dažkārt mikrītiskie slānīši ir nevienmērīgi izlocīti un saliekti (5.14. attēls B). Dzīslā vietām vērojamas arī tukšas, neaizpildītas kavernas (0,3-2 mm platas un 1,75-4 mm garas; 5.14. attēls A). Paraugā sastopami pirīta piemaisījumi, kas vietām ir viegli oksidējušies. Pirīta piemaisījumi iezī ir izkaisīti nelielā daudzumā gan pleķīšu veidā starp kristāliem, gan ieslēgti kristālu centros, kā arī kopā ar mālu aizpilda smalku 0,025-0,03 mm platu dzīslīņu. Plānslīpējuma tika konstatētas iespējamās sakņu tekstūras - dzidrs dolomīts aizpilda iecirkņus, kurus no tumšākās pamatmasas norobežo tumšas, blīvas apmalītes (5.14. attēls C).

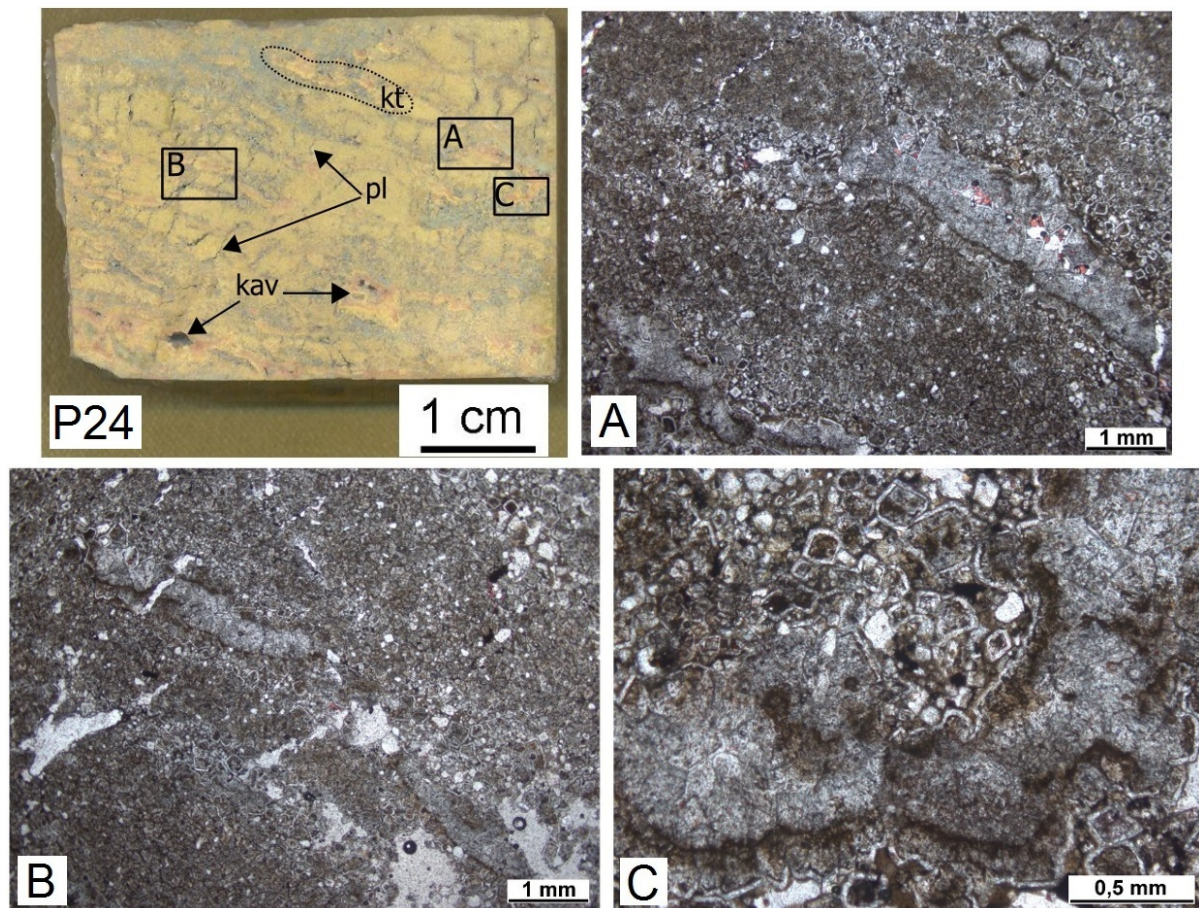


5.14. attēls. P23 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotografēja un apstrādāja autore. **A.** Neregulāras formas plaisā izkristalizējies vidējkristālisks dzidrs dolomīts, tā centros vietām vērojami tumši aizpildījumi. Dažus kristālus no iekšpuses pārņēmis sekundārais kalcīts. Zem plaisas redzams nevienmērīgs mikrītisks slānītis. **B.** Sīkslāņota josliņa zem plaisas. **C.** Iespējamās sakņu tekstūras.

P24 paraugs (5.15. attēls) ir ņemts 40 cm no slāņa pamatnes. Parauga virsmai bija vērojamas šūnveida dolomīta tekstūras ar māla aizpildījumiem. Dolomīts ir dzeltenīgs un samērā neizturīgs - pieslīpējumā redzamas gan subhorizontālas un subvertikālas plaisas (pl), gan dzīslas un lēciņas, kas aizpildītas ar mālu (mdz un ml). Virsmā vērojamas arī nelielas kavernas (0,5–2 mm; kav) un reti pizoīdi (piz), kuri fragmentāri izkārtojušies māla dzīslīņām paralēlās joslās.

Plānslīpējumā redzams, ka ieža pamatmasu veido smalkkristālisks līdz vidējkristālisks dolomīts (0,025-0,125 mm) un tā ir samērā mālaina. Dolomīta kristālu forma bieži ir idiomorfa, reizēm hipidiomorfa, dažkārt var novērot arī ieapaļas formas dolomīta kristālus ar

mikrītiskām apmalītēm. Vietām sastopami arī 0,3 mm lieli kristāli, kuru izplatība ir saistīta vai nu ar kavernām un plaisām, vai arī ar izteikti mālainiem reģioniem. Iezis ir ļoti plaisains, to šķērso subhorizontālu un subvertikālu plaisu tīkls. Plaisas kopumā sastāda 10% no visa ieža. Tās ir vidēji 3-6 mm garas un 0,04-0,25 mm platas. Izplatītas ir arī kavernas ar iegarenu, subvertikālā virzienā izstieptu formu (5.15. attēls C). Kavernu izmēri mainās no 0,25 līdz 3 mm. Ap kavernām dažviet 0,5-0,75 mm lielos iecirkņos kristalizēties sekundārais kalcīts. Visraksturīgākā parauga iezīme ir izstiepti, iegarenas formas kunkuļi, kas ir izvietoti diagonāli (5.15. attēls A). Kunkuļus apņem tumšas maliņas, kas iekšējā malā ir tumšākas, bet virzienā uz āru kļūst aizvien gaišākas. Tumšās apmalītes, iespējams, ir veidojušās oksidējoties pirītam. kunkuļu iekšpusi aizpilda hipidiomorfi, kopā saplūduši skaidri dolomīta kristāli bez tumšiem ieslēgumiem to centros. Vidējkristāliskais dolomīts kunkuļos izkristalizēties pēc tumšās josliņas izveidošanās, jo dolomīta kristālu robežas mēdz šķērsot tumšo apmalīti (5.15. attēls B). Iespējams, ka šīs kunkuļainās tekstūras ir izveidojušās kādreizējo saknīšu vietā. Tekstūras ir 0,5-2 mm platas un 1,5-4 mm garas. Vietām to forma ir arī ieapaļa no 0,5 līdz 1 mm diametrā. Drupu graudu pieajaukums iezī sastāda 10-13%. Rupja aleirīta, ļoti smalkas un smalkas smilts graudi ir gan noapaļoti, gan šķautņaini un to daudzums virzienā uz leju samazinās. Interesanti, ka samazinoties smilšainībai, pieaug sekundārā kalcīta izplatība.

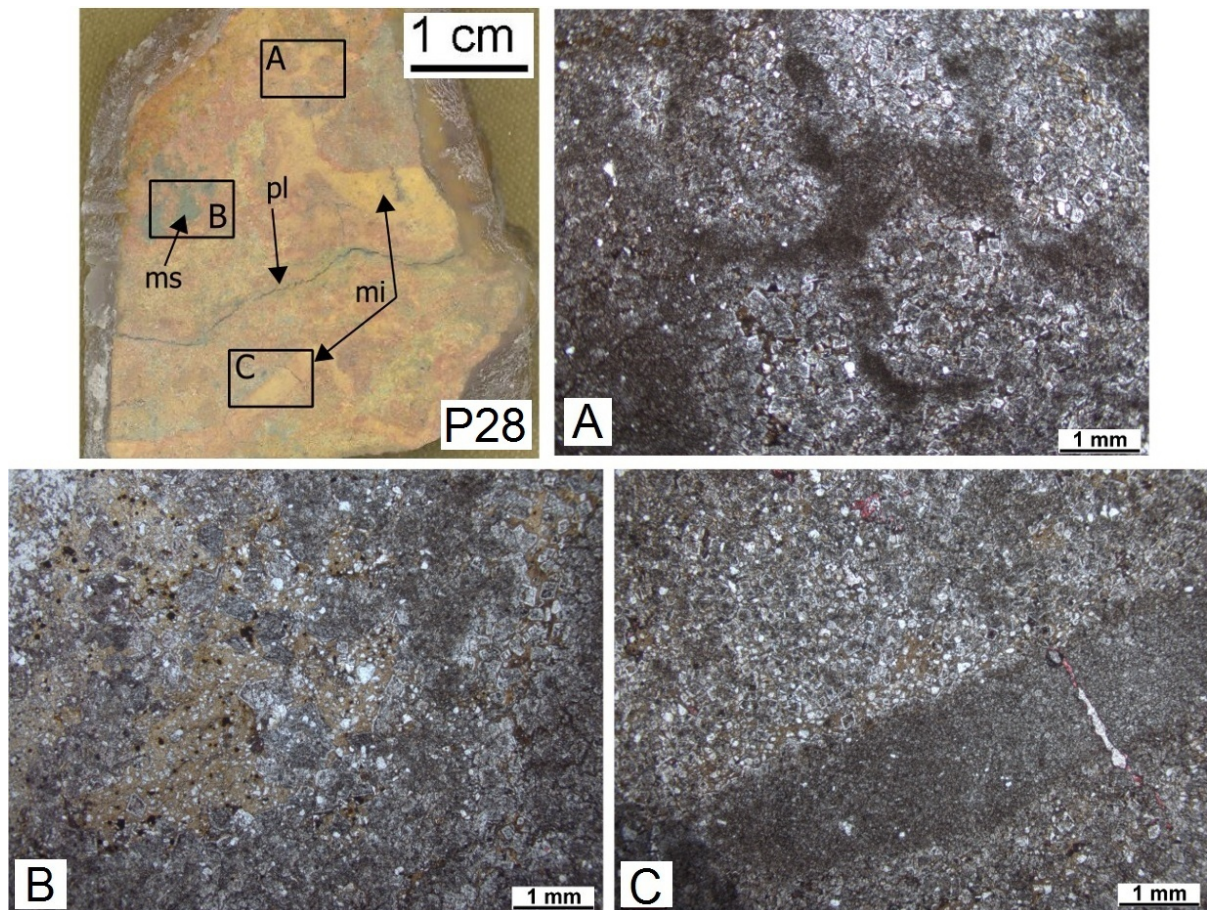


5.15. attēls. P24 parauga pieslīpējums (autore grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: kav - kavernas, pl - plaisas, kt - kunkuļainas tekstūras. **A.** Kunkuļaino tekstūru (rizoīdu) vidū izkristalizējies dzidrs dolomīts, tās apņem tumšas apmalītes. **B.** Starp kunkuļainajām tekstūrām bieži ir arī daudz kavernu. **C.** Kunkuļainā tekstūra (rizoīds) lielākā palielinājumā. Tai apkārt redzami dolomīta kristāli ar tumšiem vidiem, savukārt tās iekšpusē kristāli ir vienmērīgi dzidri un gaiši.

P28 paraugs (5.16. attēls) ir ņemts no 4. slāņa pašas augšējās daļas. Raibā krāsa un tekstūra liecina par aktīvu drupu materiāla veidošanos un dēdēšanas procesiem. Neregulāras formas, gaiša toņa karbonātiska materiāla atlūzas (atl) ir iekļautas mālainā dolomīta matricē. Slīpējumā redzams arī šūnveida māla aizpildījums (mš) un subhorizontāla plaisa (pl). Plānslīpējumā redzams, ka ieža pamatmasu veido smalkkristālisks līdz vidējkristālisks idiomorfs un hipidiomorfs mālains dolomīts (0,075-0,15 mm), kurā ir ietverti neregulāras formas ļoti smalkkristāliski (0,01-0,025 mm) līdz mikrītiski iecirkņi, kas ir 2-8 mm plati un no pāris mm līdz pat 2 cm gari. Atsevišķos iecirkņos, kur māla piejaukums ir visaugstākais, pareizi veidoti, skaidri dolomīta kristāli sasniedz pat 0,25-0,35 mm lielumu (5.16. attēls A) un tos norobežo mikrītisko iecirkņu joslas, veidojot šūnveida tekstūru (5.16. attēls B). Šiem

kristāliem labi redzama zonalitāte, taču dažkārt to centros vērojami tumši ieslēgumi. Lielie dolomīta kristāli raksturīgi arī plaisu un kavernu aizpildījumiem. Dažkārt starp dolomīta kristāliem izgulsnējies sekundārais kalcīts. Neaizpildīto kavernu izplatība iezī nav liela, tās ir neregulāras formas, aptuveni 0,25-1,2 mm lielas. Iezi visā platumā pa vidu šķērso 0,15-0,3 mm plata plaisa, kuras abās pusēs raksturīgs mālainības pieaugums.

Smalkkristāliskie un mikrītiskie iecirkņi ir tumši un blīvi, tiem raksturīgas labi izteiktas robežas un mazs drupu graudu piejaukums. Mikrītiskos iecirkņus mēdz šķērsot subvertikālas 0,06-0,08 mm platas un 2,2-2,5 mm garas plaisiņas (5.16. attēls C). Drupu graudu izplatība paraugā kopumā ir ap 10%, un tie galvenokārt ir rupja aleirīta un smilts graudi ar pavisam mazu smalkas līdz vidējas smilts piejaukumu. Māla šūnā vērojams arī pirīta piejaukums (5.16. attēls B).



5.16. attēls. P28 parauga pieslīpējums (autores grafiskā interpretācija) un atsevišķu iecirkņu plānslīpējuma fotogrāfijas. Visas fotogrāfijas fotogrāfētas ar izslēgtu analizatoru. Fotogrāfēja un apstrādāja autore. Apzīmējumi: pl - plaisa, mi - mikrītiski iecirkņi, ms - māla šūna. **A.** Mikrītiskie iecirkņi veido šūnveida tekstūru. Pa vidu izkristalizējies vidējkristālisks līdz rupjkristālisks dolomīts. **B.** Māla šūna un māla dzīslīņa ar idiomorfus dolomīta kristāliem. Mālā šūnā vērojami arī pirīta punktiņi. **C.** Mikrītisks, iegarens iecirknis, ko šķērso plaisiņa ar sekundāro kalcītu. Virs iecirkņa mālainā materiālā izkristalizējies idiomorfs vidējkristālisks dolomīts.

6. DISKUSIJA UN INTERPRETĀCIJA

Pēc Netterberga (Netterberg) 1980. gadā izveidotās vienkāršās klasifikācijas par dolokrētu tiek atzīta jebkura karbonātu garoza, kurā ir sasniegts attiecīgais dolomīta un $MgCO_3$ daudzums (Chen et al., 2002), taču no ģenēzes viedokļa parādās nesaskaņas gan terminoloģijā, gan interpretācijās. Pēc zinātniskajā literatūrā publicētajām karbonātisko garozu klasifikācijām (Wright, 1990; Nash and McLaren, 2003; Alonso–Zarza and Wright, 2010) pētāmie kalkrēti vai dolokrēti pēc to morfoloģiskajām pazīmēm var tikt pieskaitīti noteiktai kategorijai, piemēram, gruntsūdens vai augsnes kalkrētiem un alfa vai beta tipa kalkrētiem.

Iespējams, ka gruntsūdens dolokrētu izplatība ir lielāka salīdzinājumā ar augsnes dolokrētiem (Colson and Cojan, 1996), tomēr zinātnisko pētījumu par tiem nav visai daudz. Tā, Provences baseinā Francijā aprakstīti halo tipa paleogēna dolokrēti, kas veidojušies apkārt paleo ezeram - plaijai, aleirītiskos un karbonātiskos nogulumos (Colson and Cojan, 1996). Gruntsūdens dolokrēti dokumentēti arī apakšējā triasa smalkā līdz vidējgraudainā fluviālas izcelsmes smilšakmenī un augšējā triasa fluviālos/aluviālos nogulumos Francijā (Schmid et al., 2006; Spotl and Wright, 1992) kā arī Kuveitas apkārtnē kvartāra klastiskajos nogulumos (Khalaf and Abdal, 1993). Pēdējās desmitgades laikā salīdzinoši daudz pētīti ir augsnes dolokrēti. Paleoaugsnēs tie dokumentēti triasa beigās Dienvidurālos (Kearsey et al., 2012), miocēnā Madrides baseinā (Casado et al., 2014), paleocēna beigās ASV rietumu daļā (VanDeVelde et al., 2013), kā arī aprakstīti vidējā devona karbonātisko nogulumu pauguros dienvidcentrālajā Kanādā (Fu et al., 2004) un kvartāra augsnēs Spānijas dienvidaustrumos (Díaz-Hernández et al., 2013).

Tomēr plašie, tai skaitā iepriekš minētie, dažāda vecuma karbonātu garozu pētījumi visā pasaulē liecina par to, ka ne vienmēr kalkrēti un dolokrēti ir viennozīmīgi iekļaujami attiecīgajā kategorijā. To sarežģītītie veidošanās apstākļi, mijiedarboties daudziem faktoriem, mēdz radīt karbonātu garozu pārejas vai apvienotās formas, piemēram, viena kalkrēta profila veidošanās laikā to pārmaiņus var ietekmēt gan augsnes veidošanās, gan gruntsūdens procesi (Achyuthan, 2003; Nash et al., 2003; Alonso–Zarza and Wright, 2010). Vienā no sarežģītākajiem gadījumiem šādā kombinētas izcelsmes profilā augsnes kalkrētam raksturīgie horizonti var būt ļoti grūti nosakāmi, jo to veidošanos periodiski ir ietekmējušas gruntsūdens līmeņa svārstības, pārveidojot karbonātu izgulsnēšanās vidi un sajaucot abu morfoloģiski atšķirīgo kalkrētu mikro- un makrotekstūras (Newell et al., 2012; Nash and Smith, 1998). Pat holocēna karbonātu garozās bieži ir grūti atšķirt augsnes kalkrētus no gruntsūdens kalkrētiem

(Brasier, 2011). Savukārt, vienkāršākos gadījumos profila apakšējo daļu aizņem gruntsūdens kalkrēti un tai uzguļ augsnes jeb pedogēnie kalkrēti.

Tālāk tekstā atspoguļota iegūto rezultātu interpretācija – aplūkotas raksturīgākās pieslīpējumos un plānslīpējumos novērotās nogulumiežu minerālās un morfoloģiskās pazīmes, kā arī diskutēts par šo pazīmju veidošanos, attiecinot tās uz biogēniem vai abiogēniem un pedogēnajiem vai gruntsūdens procesiem.

6.1. Nīkrāces ridas dolokrētu tekstūras

6.1.1. Pizoīdi

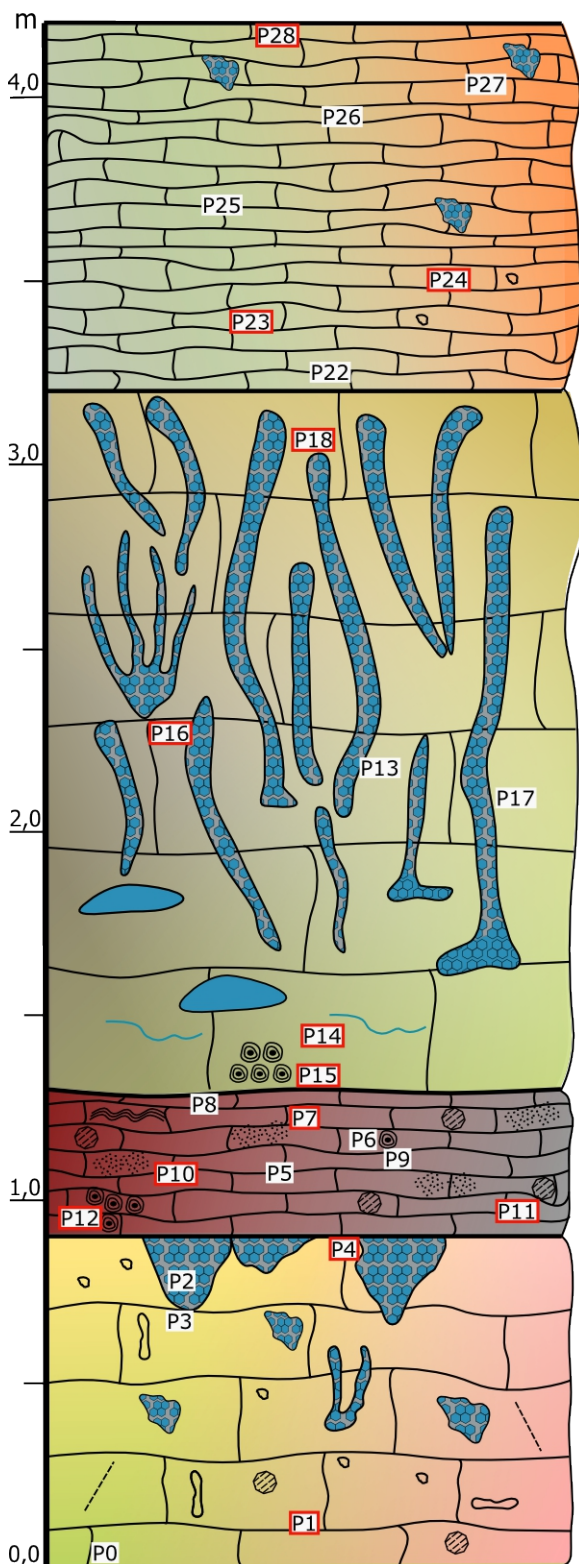
Pizoīdi un to aizmetņi pētītajā griezumā tika konstatēti pirmajā, otrajā un trešajā slānī (6.1. attēls). Zinātniskajos pētījumos pizoīdi ir bieži dokumentēti un to dažādība ir liela. Fu un līdzautori (Fu et al., 2004) vidējā devona dolomitizētajos kalkrētos ir atzīmējuši plaši izplatītas pizolītu kabatas, ko norobežo sīkslāņotās josliņas. Arī Šķerveļa svītas dolokrētos pizoīdi bieži ir sakārtojušies lēcveida un kabatveida iecirkņos, turklāt šos iecirkņus ierobežo laminārās garoziņas (5.9 un 5.10. attēls).

Lai arī labi veidoto pizoīdu robežas ir krasi izšķiramas, to izmēri (0,25-2,75 mm) ir stipri mazāki salīdzinājumā ar citos pētījumos apskatītajiem pizoīdiem. Tā, piemēram, Fu un līdzautoru veiktajā pētījumā pizoīdi ir no 2 līdz pat 10 mm lieli (Fu et al., 2004), savukārt kainozoja biogēnajos kalkrētos Teksasā pizoīdi sasniedz pat dažu centimetru lielumu (Zhou and Chafetz, 2009a) un Turcijas kvartāra kalkrētos pizoīdu izmēri mainās no 2 mm līdz 6 cm (Eren et al., 2008).

Pizoīdu forma ir atkarīga gan no kodola apveida, gan apvalciņu attīstības gaitas un mēdz būt apaļa, ovāla un pat neregulāra. Asimetriskāki apvalciņi ir raksturīgi arī tādiem pizoīdiem, kas veidojušies uz vietas, savukārt, ja apaļie graudi gravitācijas ietekmē pārvietojas, kodolus apņemošie slānīši iegūst vienmērīgu noapaļotu formu (Wright, 1991; Pteiffier et al, 2012). Citos pētījumos ir minēti arī saliktie jeb kompozītpizoīdi - to kodolus veido intraklasti un pizoīdi vai to daļas (Fu et al., 2004).

Tiltveida cements Lētīžas grīvas griezumā ir konstatēts tikai dolokrētu slāņkopas trešajā slānī un tā izplatība ir neliela (5.10. attēls). Pizoīdus savienojošs cements pēc zinātniskās literatūras datiem norāda uz apaļo graudu nekustīgumu (Pteiffier et al., 2012). Šķerveļa svītas karbonātu garozās sastopamo pizoīdu samērā labi noapaļotā forma, kā arī tie sastopamība lēcveida un kabatveida zonās liecina par apaļo graudu pārvietošanos gravitācijas procesu

ietekmē. Šķiet, ka tieši šī iemesla dēļ tiltveida cements starp pizoīdiem nav tik bieži izplatīta parādība. Kā jau minēts iepriekš, pizoīdi var veidoties gan biogēnos, gan abiogēnos procesos, un to ģenēzes noteikšana ir sarežģīta (Wright, 1991). Škerveļa svītas dolokrētu pizoīdi, visticamāk veidojušies abiogēnu procesu rezultātā. Par to liecina pizoīdu apvalki, kurus veido ķīmiski izgulsnējies mikrīts bez biogēnām pazīmēm.



Sīkslāņotās josliņas **A, B, 1**
 Rizoīdi **B, 1**
 Sarežģītas plaisu sistēmas **A, 1, 2**
 Karbonātiski kunkuļi **A, 1**
 Pirīts **A, B, 2**
 Dolomīta kristāli ar tumšiem centriem **A, 2**
 Iepaļi dolomīta kristāli **A, 2**
 Sekundārais kalcīts **A, 2**

4. slānis

Pizoīdi **A, B, 1**
 Sīkslāņotās josliņas **A, B, 1**
 Sarežģītas plaisu sistēmas un riņķveida
 plaisas **A, 1, 2**
 Intraklasti **A, 1**
 Karbonātiski kunkuļi **A, 1**
 Pirīts **A, B, 2**
 Dolomīta kristāli ar tumšiem centriem **A, 2**
 Iepaļi dolomīta kristāli **A, 2**
 Sekundārais kalcīts **A, 2**

3. slānis

Karbonātiski kunkuļi **A, 1**
 Pizoīdu aizmetņi un pizoīdi **A, B, 1**
 Sīkslāņotās josliņas **A, B, 1**
 Peldošie graudi, bieži korodēti **A, 1**
 Sarežģītas plaisu sistēmas un riņķveida
 plaisas **A, 1, 2**
 Rizoīdi **B, 1**
 Intraklasti **A, 1**
 Pirīts **A, B, 2**
 Dolomīta kristāli ar tumšiem centriem **A, 2**
 Iepaļi dolomīta kristāli **A, 2**
 Sekundārais kalcīts **A, 2**

2. slānis

Sarežģītas plaisu sistēmas un riņķveida
 plaisas **A, 1, 2**
 Pizoīdu aizmetņi un pizoīdi **A, B, 1**
 Karbonātiski kunkuļi **A, 1**
 Sīkslāņotās josliņas **A, B, 1**
 Peldošie graudi **A, 1**
 Intraklasti **A, 1**
 Pirīts **A, B, 2**
 Dolomīta kristāli ar tumšiem centriem **A, 2**
 Iepaļi dolomīta kristāli **A, 2**
 Sekundārais kalcīts **A, 2**

1. slānis

6.1. attēls. Nogulumiežu pieslīpējumos un plānslīpējumos noteikto nogulumiežu tekstūru un morfoloģisko un mineraloģisko pazīmju izplatība Nīkrāces ridas griezumā. Apzīmējumi: **A** - abiogēnas izcelsmes pazīmes; **B** - biogēnas izcelsmes pazīmes, **1** - augsnes dolokrētu pazīmes, **2** - grunštūdens dolokrētu pazīmes. Apzīmējumus ģeoloģiskajā griezumā skatīt 5.1. attēlā.

6.1.2. Rizoīdi

Šķerveļa svītas dolokrētos sakņu tekstūras tika dokumentētas otrajā un ceturtajā slānī, taču to izplatība ir samērā reta (6.1. attēls). Rizoīdi ir visraksturīgāka beta kalkrētu pazīme un to iekšējās tekstūras ir ar visai lielu dažādību. Vienkāršākajā gadījumā saknes veidnes aizpildījums ir veidojies kā vairāk vai mazāk smilšains mikrīts, taču rizoīdu iekšienē ir sastopamas arī ļoti sarežģītas tekstūras - pārkaļķojušās šūnas, alveolārās - septālās tekstūras, adatveida - šķiedrveida kalcīta kristāli un pārkaļķojušies kanāliņi (Alonso-Zarza, 2003). Klappa (Klappa, 1980) ir izdalījis 5 rizoīdu paveidus:

- Sakņu veidnes (cauruļveida dobumi, kas palikuši pēc sakņu sadalīšanās);
- Sakņu atlējumi (sakņu veidnes, aizpildītas ar karbonātu cementu vai litificējušos organisko materiālu);
- Sakņu kanāliņi (cementēti nogulumi gar sakņu veidnēm);
- Rizokrēcijas (minerālu akumulācija ap saknēm augsnes veidošanās procesu rezultātā);
- Sakņu pārkaļķošanās (organiskā materiāla aizvietošana ar neorganisko vai sakņu šūnu impregnācija; daļēji vai pilnīgi saglabājas saknes uzbūves detaļas).

Šajā pētījumā atrastie rizoīdi pēc F. Klappas ierosinātās klasifikācijas ir pielīdzināmi sakņu atlējumiem - sakņu veidnēm, kas ir aizpildītas ar vēlīnas ģenēzes hipidiomorfu dzidru vidējkristālisku dolomītu (5.7., 5.14. un 5.15. attēls). Salīdzinājumā ar citiem pētījumiem (Zhou and Chafetz, 2009a; Kaplan et al., 2013), rizoīdu atpazīšana Šķerveļa svītas karbonātiskajās garozās ir sarežģīta, kas lielā mērā varētu būt saistīts ar primāro tekstūru pārveidošanu vai pat pilnīgu iznīcināšanu kalkrētu dolomitizācijas rezultātā.

Sākot no vidusdevona, augiem attīstījās spēcīgas un dziļas sakņu sistēmas, kas nodrošināja gan iestiprināšanos substrātā, gan veiksmīgāku ūdenī izšķīdušo barības vielu uzņemšanu. Augi spēja iesakņoties pat akmeņainās un šķietami neauglīgās nogāzēs, tādējādi kopš devona pieauga ķīmiskā dēdēšana un rezultātā pastiprināti veidojās augsnes karbonāti. Pašlaik tiek uzskatīts, ka no silūra līdz agrajam devonam augu saknes bija ļoti seklas - tās ietiecās tikai dažu cm dziļumā, bet no vidējā un vēlā devona sakņu dziļums jau pārsniedza 1 m (Brasier, 2011).

6.1.3. Sīkslāņotās josliņas jeb laminārie slāņīši

Sīkslāņotās josliņas Šķerveļa svītas dolokrētos Lētīžas grīvas atsegumā ir sastopamas visos četros slāņos, taču visizteiktākie mikrītiskie laminārie slāņīši dokumentēti otrajā un trešajā slānī (6.1. attēls). Sīkslāņotajām josliņām ir raksturīga gan mikrītiska dolomīta tumšāku un gaišāku slāņīšu mija, kur katra individuālā slāņīša biezums mainās no 0,025 līdz 0,1 mm, gan vienmērīga toņa slāņīši (5.7. un 5.10. attēls). Pēdējie ir labāk izšķirami pieslīpējumos, savukārt plānslīpējumos labāk saskatāmi vizuāli atšķirīgie slāņīši. Līdzīgu faktu konstatējis Fu un līdzautori (Fu et al., 2004). Minētie pētnieki arī atzīmējuši, ka individuālie slāņīši mēdz veidot joslas jeb sakopojumus, kuru biezums mainās no dažiem milimetriem līdz pat vairākiem centimetriem (Fu et al., 2004). Lētīžas grīvas atseguma paraugos lamināro slāņīšu veidotās josliņas sasniedz vairākus milimetrus. Raksturīgi, ka joslas, kurās sīkajiem slāņīšiem ir labi izteiktas robežas, bieži veido koncentriskas tekstūras (5.6. un 5.7. attēls). Asās robežas starp sīkajiem slāņīšiem liecina par to, ka katrs no tiem ir izveidojies citā laika periodā (Pteiffner et al., 2012).

Lamināro jeb sīko viļņaino mikrītisko slāņīšu veidošanās Šķerveļa dolokrētu gadījumā nav viennozīmīgi interpretējama. No vienas puses sīko slāņīšu joslu telpiskā saistība ar pizolītu kabatām citos zinātniskos pētījumos ir attiecināta uz biogēnas izcelsmes kalkkrētiem (Zhou and Chafetz, 2009). No otras puses, ja lamināro slāņīšu veidošanās ir sakņu darbības produkts, tiem būtu jābūt ciešā asociācijā ar rizoīdiem (Alonso-Zarza, 2003). Šķerveļa svītas dolokrētos ap lamināro slāņīšu joslu sakopojumiem iespējamo sakņu tekstūru pēdas tika atrastas divos gadījumos no četriem, tomēr sakņu izplatība, spriežot pēc sakņu tekstūru retās sastopamības paraugos nav bijusi tik liela, lai to ietekmē varētu veidoties laminārie slāņīši. Tādējādi sīkie mikrītiskie slāņīši, domājams, uzkrājušies abiogēnos procesos apgrūtinātas ūdens infiltrācijas rezultātā (Brasier, 2011; Pteiffner et al., 2012). Sākotnēji horizontālie slāņīši bieži ir izlocīti un salauzīti, iespējams, dienas un sezonālo temperatūru svārstību, samirkšanas un izžūšanas procesu, kā arī karbonātu minerālu kristālu augšanas ietekmē (Newell et al., 2012).

6.1.4. Peldošie kvarca graudi

Lētīžas grīvās atsegumā Šķerveļa svītas dolokrētu slāņkopā peldošo graudu tekstūras tika dokumentētas pirmajā un otrajā slānī (6.1. attēls). Peldošie graudi ir raksturīgi augsnes aerācijas zonai; tie ir izolēti klastiskie graudi karbonātu matricē, kas savstarpēji nesaskaras un

ir veidojušies abiogēnos procesos - karbonātu izgulsnēšanās gaitā, tiem aizvietojot un pārvietojot augsnes klastiskā drupu materiāla daļiņas (Quast et al., 2006; Kearsay et al., 2012).

Peldošo graudu tekstūras analizētajos paraugos ir izplatītas gan gan mikrītiska dolomīta pamatmasā (5.3. attēls), gan apaļo graudu - pizoīdu (5.9. attēls), tekstūrās, kā arī karbonātiskos kunkuļos. Literatūras studijas apliecina peldošo graudu tekstūru daudzveidīgo izplatību, piemēram, kvartāra vecuma kalkrētos Kuveitā peldošie graudi dokumentēti mikrītiska karbonāta kunkuļos (Khalaf, 2007). Peldošo tekstūru veidojošo drupu graudu izmēri var būt dažādi, parasti gan pārstāvot smilts frakciju (Eren et al., 2008). Pētījumā analizētajos paraugos tie pārsvarā bija rupjas aleirīta un smalkas smilts frakcijas kvarca graudi. Tiem bieži vērojamas kalcīta vainagveida apmalītes, kā arī izrobotas malas (5.6. attēls). Kvarca graudi ar robotām, neregulārām malām literatūrā tiek dēvēti par korodētiem kvarca graudiem (Zhou and Chafetz, 2009; Khalaf and Abdullah, 2013). Izrobotās kvarca graudu malas liecina par aktīviem drupu materiāla šķīdināšanas uz aizvietošanas procesiem bāziskas vides apstākļos (Reeves, 1970).

6.1.5. Sarežģītas plaisu sistēmas un riņķveida plaisas

Analizētajos plānslīpējumos tika novērotas dažāda veida plaisas - gan subhorizontālas un subvertikālas, gan apļveida jeb apliecošās plaisas (piemēram, 5.3., 5.4. un 5.6. attēls). Sarežģītas plaisiņu sistēmas ir izplatītas visos četros griezuma slāņos, bet apliecošās plaisas - pirmajā, otrajā un trešajā slānī (6.1. attēls). Literatūras avotos šādas plaisas tiek saistītas ar kalkrētu veidošanos aerācijas zonā un mainīgajiem sausuma-mitruma apstākļiem, kā arī karbonātisko kunkuļu veidošanos (Theriault and Desrochers, 1993; Quast et al, 2006). Raksturīgi, ka plaisas bieži ir pildītas ar vēlākas ģenēzes karbonātu minerāliem vai arī tajās ieskaloti drupu graudi (Eren et al., 2008). Šādas pazīmes tika novērotas arī Lētīžas grīvas atseguma paraugu plānslīpējumos.

6.1.6. Karbonātiski kunkuļi

Karbonātiska sastāva mikrītiski kunkuļi tika konstatēti visos četros slāņos (6.1. attēls). Karbonāta kunkuļu veidošanās pēc Gil un līdzautoru klasifikācijas ir raksturīga otrajai attīstības stadijai (Achyuthan, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010). Šādu kunkuļu izmēri kalkrētu attīstības sākumā ir no 5 līdz 40 mm, taču vēlāk pieaug. Šķerveļa svītas dolokrētos

plānslīpējumos netika konstatēti kunkuļi, kas būtu lielāki par 10-15 mm. Jāuzsver, ka šādi kunkuļu izmēri nebūt neliecina par to, ka Nīkrāces ridas dolokrēti ir tikai otrajā attīstības stadijā. Drīzāk gan plānslīpējumos redzami mazie kunkuļi ir tikai neliela daļa no visa kunkuļu daudzumu un lielākie kunkuļi jau ir "izauguši" no plānslīpējuma mēroga. Pētījumos ir atzīmēts, ka kunkuļi bieži saplūst kopā vertikālās cauruļveida struktūrās, kas stadijas beigu posmā savienojas sānu daļās un tādējādi veido nepārtrauktu karbonātu kunkuļu slāni (Newell et al., 2012). Šādi vertikāli izstiepti kunkuļi veido tā saucamo „prizmatisko horizontu” jeb "cauruļveida horizontu" (Kaplan et al., 2013).

6.1.7. Pirīts, dolomīta kristāli ar tumšiem centriem un ieapaļi dolomīta kristāli

Dokumentētajā griezumā visos četros slāņos tika konstatēti pirīta piemaisījumi - gan kā sakopojumi un atsevišķi graudiņi, gan kā sīku plaišņu aizpildošais materiāls (5.8., 5.12. un 5.16. attēls; 6.1. attēls). Zinātniskajā literatūrā pirīta klātbūtne kalkrētu un dolokrētu profilos ir reti apskatīta. Kanādā, vidējā devona dolokrētos pirīts ir ticis konstatēts visai lielos daudzumos (Williams and Krause, 1998). Autori pirīta klātbūtni skaidro ar ļoti mainīgiem oksidēšanās-reducēšanās apstākļiem dolomīta kristalizēšanās laikā, pārsvarā gan dominējot reducējošai videi gruntsūdens līmeņa paaugstināšanās rezultātā (Williams and Krause, 1998).

Arī idiomorfī dolomīta kristāli ar tumšiem centriem un ieapaļas formas kristāli zinātniskajos pētījumos tiek attiecināti uz gruntsūdens darbību (Colson and Cojon, 1996; Williams and Krause, 1998; Pimentel, 2002). Lētīžas grīvas dolokrētu griezumā paraugu plānslīpējumos abas no šīm pazīmēm tika fiksētas visos četros slāņos (6.1. attēls). To izplatība gan nebija liela, tomēr regulāra (5.3. un 5.11. attēls).

6.1.8. Krams

Griezumā krams izplatīts tikai pirmajā un otrajā slānī, kur tas sastopams galvenokārt konkrēciju veidā (6.1. attēls). Pēc literatūras avotiem krama veidošanās var noritēt daudzveidīgu procesu rezultātā, likumsakarīgi pielietot kramainību kā indikatoru morfoloģisko dolokrētu tipu nošķiršanai ir sarežģīti (Reeves, 1970; Nash and Shaw, 1998).

Augsnes kalkrētu augšējā slānī kramainību parasti nenovēro. Kalcīts un krams šķīdumā vienmēr ir antigonāli attiecībā viens pret otru: bāziskā vidē izgulsnējas kalcīts, kamēr šķīdums tiek piesātināts ar kramskābi, savukārt, samazinoties vides pH, izgulsnējas krams un karbonātu minerāli šķīst (Reeves, 1970). Šī iemesla dēļ augsnes kalkrētos krams parasti ir

sastopams profila apakšējā daļā. Kalkrētu pārkrāsošanās notiek arī gruntsūdens ūdeņu ietekmē, mainoties to ķīmiskajam sastāvam, pie tam bieži daudz lielākā mērā nekā tas ir vērojams augsnes kalkrētos (Nash and Shaw, 1998).

6.2. Nīkrāces ridas slāņkopas uzbūve

Augšējā devona Šķerveļa svītas Nīkrāces ridu Lētīžas grīvas atsegumā veido dolokrēti, kuru uzbūve un sastāvs liecina par visai komplicētu ģenēzi. Jāatzīmē, ka dolokrēti kopumā ir daudz mazāk pētīti nekā kalkrēti, tādējādi jūtamī sarūk arī teorētiskā iespēja kritiski salīdzināt pētāmo dolokrētu profilu ar citu pētnieku dokumentētajiem objektiem.

Atseguma sienas reprezentatīvajā fragmentā dokumentētā Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopā novērotās pazīmes liecina, ka karbonātu garozas pamatā ir veidojušās augsnes procesu ietekmē, taču, domājams, nozīmīga loma bijusi arī gruntsūdens procesu ietekmei. Par pēdējo liecina tātas pazīmes kā pirīts, idiomorfi dolomīta kristāli ar tumšiem centriem, ieapaļas formas dolomīta kristāli un krams (6.1. attēls).

Domājams, ka dolokrētu cilmiezis ir Šķerveļa svītas apakšējai daļai Gobdziņu ridai līdzīgi, taču jaunāki smalkgraudaini smilšakmeņi, kuriem atsedzoties Zemes virspusē, sākās kalkrētu veidošanās process. Sākotnēji autigēnie karbonāti izgulsnējušies sporādiski, veidojot dažādas stiprības pakāpes cementu, kas novērots Gobdziņu ridā (Brangulis u.c., 1998), laika gaitā karbonātiskā materiāla sakopojumiem kļūstot aizvien lielākiem un apvienojoties jau blīvākos horizontos, veidojās Nīkrāces ridas autigēno karbonātu slāņkopa.

Pēc augsnes kalkrētu klasiskā jeb idealizētā modeļa (Alonso–Zarza and Wright, 2010) visa slāņkopa, domājams, atbilst prizmatiskajam/masīvajam horizontam ar brekčijšanās pazīmēm.

- Pirmā slāņa veidošanās laikā biogēniem faktoriem bijusi maza nozīme. Daudzās kavernas un plaisas liecina par mainīgiem sausuma-mitruma apstākļiem.
- Otrais slānis ataino pāreju uz brekčiju horizontu, kā arī vēsta par aktīvāku dēdēšanu un augsnes veidošanās procesiem. Tieši šajā slānī visbiežāk ir atrodami pizoīdi un sīkslāņotās garoziņas, kā arī augu sakņu atstātās pēdas. Krama dzīslīņas un konkrēcijas pirmajā slānī un iežu augstais krama saturs otrajā slānī, domājams, vairāk skaidrojams ar gruntsūdens procesiem. Otrā slāņa augšējo robežu iezīmē augsnes veidošanās procesu krasa samazināšanās - izteiktas pizolītu kabatas, kurās pizoīdi sakārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā ir izplatīti tikai slāņa apakšējā daļā, sīkslāņotās joslas

parādās nedaudz biežāk, bet ņemot vērā slāņa biezumu, to izplatība ir minimāla. Sakņu tekstūras netiek novērotas.

- Trešais slānis kopumā ir ļoti izteikts prizmatiskā jeb cauruļveida horizonta paveids.
- Noslēdzošais slānis pēc uzbūves ir līdzīgs otrajam slānim, taču nesatur pizoīdus un arī sīkjosloto slānīšu izplatība ir daudz mazāka.

Gruntsūdens procesu ietekme Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās gaitā, iespējams, ir sekundāra, jo slāņkopas galvenās makroskopiskās un miroskopiskās pazīmes liecina par ilgstošu augsnes procesu iedarbību. Gruntsūdens kalkrētu un dolokrētu profiliem nav raksturīgi labi nodalāmi horizonti, tie vairāk atgādina masīvus ķermeņus (Chen et al., 2012).

Dokumentētajā atsegumā turpretī tika nošķirti četri slāņi, kas pēc pazīmēm var tikt pieskaitīti diviem, ar pārtraukumiem izvietotiem subhorizontiem, kas atspoguļo dažādas brieduma pakāpes. Visizteiktākais horizonts dolokrētu slāņkopā ir cauruļveida jeb prizmatiskais horizonts, kas ir augsnes karbonātu profila raksturīga iezīme (Kaplan et al., 2013). Gruntsūdens dolokrētiem nav raksturīgi arī apaļie graudi - pizoīdi, taču pētītajā atsegumā tie ir dokumentēti.

Tomēr par gruntsūdens procesu ietekmi, iespējams, liecina krama piejaukums, kā arī epizodiski novēroto dolomīta kristālu šķautņu noapaļošanās un to tumšo kodolu veidošanās (Colson and Cojon, 1996; Williams and Krause, 1998; Pimentel, 2002). Arī pirīts liecina par gruntsūdens līmeņa paaugstināšanos, kas rezultātā rada reducējošu vidi (Williams and Krause, 1998). Alfa tekstūru lielais pārsvars var norādīt uz karbonātu izcelsmi gruntsūdens apstākļos. Tomēr šādu dolokrētu izcelsme var būt arī saistīta arī ar pedogēniem procesiem un beta tekstūru trūkums skaidrojams ar zemu bioloģisko aktivitāti, kā arī tekstūru izmaiņām nogulumiežu dolomitizācijas procesos.

6.4. Dolokrētu ģenēzes noskaidrošanas problēmas

Analizējot dokumentētā griezuma dolokrētu uzbūves un sastāva īpatnības, rodas pamatots, bet grūti atbildams jautājums par dolokrētu ģenēzi.

Dolokrētu veidošanās zinātniskajā literatūrā ir aprakstīta divos veidos. Pirmkārt, tiek analizēti gadījumi, kad dolokrēts sākotnējā stadijā ir veidojies kā gruntsūdens kalkrēts vai arī augsnes kalkrēts un pēc tam dolomitizējies (Williams and Krause, 1998; Fu et al., 2004; Bustillo and Alonso-Zarza, 2007). Kalkrēta dolomitizācija notiek pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva izmaiņu rezultātā, piemēram, tiem sajaucoties ar lagūnu sālsūdeņiem vai jūras ūdeni (Colson and Cojan, 1996). Šajos pētījumos termini „dolokrēts” un „dolomitizēts kalkrēts” tiek

lietoti kā sinonīmi. Citu viedokli pārstāv pētnieki, kuri ar dolokrēta terminu apzīmē tikai un vienīgi tādas dolomītu saturošas karbonātu garozas, kurās dolomīts ir izgulsnējies kā primārais minerāls no pārsātināta šķīduma (Schmid et al., 2006; Khalaf and Abdullah, 2013). Primārā izgulsnēšanās tiek argumentēta ar faktu, ka dolokrētu plānslīpējumos nav atrodami kalcīta kristālu relikti (Bouch et al., 2006; Kearsley et al., 2012). Daži autori uzskata, ka dolomīta primārā izgulsnēšanās teorētiski var kļūt iespējama, ja pazemes ūdeņos ir augsta Mg^{2+}/Ca^{2+} jonu attiecība. Infiltrācijas zonas tuvumā gruntsūdenī ir lielāks Ca^{2+} jonu daudzums, līdz ar to pirmais izgulsnējas kalcīts. Pazemes ūdeņiem plūstot tālāk un pa ceļam aizvien vairāk "pazaudējot" Ca^{2+} jonu, kas ieslēgts kalcītā, pakāpeniski pieaug Mg^{2+} jonu koncentrācija, kas ar laiku var veicināt dolomīta primāro izgulsnēšanos (Morad, 1998). Tādējādi dolokrēti ir biežāk sastopami smalkgraudainu nogulumu, distālās fācijās, tuvāk pazemes ūdeņu baseina centram vai hidrauliskā gradienta lejasdaļā, savukārt kalkrēti – rupjgraudainu nogulumu, proksimālās fācijās hidrauliskā gradienta augšējā daļā (Schmid et al., 2006). Dolomīta primārā izgulsnēšanās tiek pieļauta arī augsnes procesos - pastiprinoties evaporācijai profila augšējos horizontos izgulsnējas ar magniju nabadzīgs kalcīts, augsnes ūdens bagātinās ar Mg^{2+} , un tas varētu veicināt dolomīta izgulsnēšanos profila apakšējā daļā (Watts, 1980).

Tomēr, ņemot vērā priekšstatus par dolomītu veidošanos kalcija karbonātu aizvietošanās rezultātā praktiski visos detalizēti dokumentētajos gadījumos un laboratorijas eksperimentos (piemēram, Kaczmarek and Sibley, 2011), primāra dolomīta izgulsnēšanās gan no gruntsūdens, gan augsnes šķīduma ir visai apšaubāma (Quast et al., 2006). Dolomīts veidojas šķīšanas - izgulsnēšanās reakcijā ar Mg bagātos šķīdumos, $CaMg(CO_3)_2$ aizvietojot $CaCO_3$ (Hips et al., 2015), tātad var būt runa vienīgi par agrīnas vai salīdzinoši vēlnas izcelsmes dolokrētiem, bet nevis primāru dolomītu.

Parasti kaļķakmens dolomitizācija ir saistīta ar primāro tekstūru pārveidošanu vai pat pilnīgu iznīcināšanu, pēc analogijas līdzīgi varētu notikt arī kalkrēta dolomitizācijas gadījumā. Tomēr viens no galvenajiem jautājumiem ir, vai šāda analogija attiecībā uz dolokrētiem ir piemērojama. Agrīnās ģenēzes jeb agrīnu dolokrētu veidošanās gadījumā dolomīts pārņem iepriekš izveidojušos kalcīta aizmetņus tādā apmērā, ka nav iespējams atrast kalcīta reliktus. Pētījumos mēdz būt aprakstīti arī tādi profili, kuros kalkrēti ir dokumentēti kopā ar dolokrētiem (Colson and Cojan, 1996; Schmid et al., 2006).

Šķerveļa svītas gadījumā visu paraugu plānslīpējumos dominē dolomīts, kuru vietām ļoti nelielā daudzumā aizvieto sekundārais kalcīts, izkristalizējies pa plaišņām, dolomīta kodolu centros vai matricē (5.3., 5.8., 5.9., 5.12., 5.14. un 5.15. attēls). Primārā kalcīta pēdas

nav atrodamas, tātad, domājams, ka dolokrētu slāņkopa Lētīžas grīvas atsegumā ir veidojusies, dolomītam pilnībā pārņemot kalcīta aizmetņus.

6.3. Paleogeogrāfiskie apstākļi Nīkrāces ridas dolokrētu veidošanās laikposmā

Latvijas teritorijas Famenas laika nogulumos jau iepriekšējos pētījumos atzīmētas sedimentācijas pārtraukumu virsmas, kā arī pēc fāciju izmaiņām izdarīti secinājumi par jūras līmeņa neregulārajām svārstībām (Brangulis u.c., 1998). Pētījumos ir minēts, ka Ketleru laikposmā, tieši pirms Šķerveļa laika sedimentācijas baseins norobežojās no seklās, atklātās jūras un, iespējams, izveidojās lagūna. Šķerveļa laika posma sākuma periodā, kad uzkrājās smalkgraudainie Gobdziņu ridas nogulumi, domājams, ir bijusi līdzīga situācija, taču karbonātiskie nogulumu veidošanās laikā vide jau ir stipri mainījusies.

Pēc iepriekšējos pētījumos veiktajām Šķerveļa svītas nogulumu veidošanās interpretācijām Šķerveļa laikposmā sedimentācijas baseinā ir samazinājusies drupu materiālu pieplūde un ir kļuvusi iespējama karbonātu izgulsnēšanās (Brangulis u.c., 1998). Taču šajā pašā literatūras avotā ir atzīmēts, ka nākamās, jau karbona sistēmas piederošās, Lētīžas svītas klastiskie nogulumi "uzguļ izskalotiem Šķerveļa svītas dolomītiem, kurus ir skāruši karsta procesi" (citēts Brangulis u.c., 1998). Pēdējais apgalvojums norāda, ka ūdens līmenis ir turpinājis kristies visā Šķerveļa svītas nogulumu veidošanās laikā un karbonātisko nogulumu ģenēze, kā jau tas ierosināts jaunākajos pētījumos (Stinkulis, 2004; Stinkulis, 2006; Stinkulis and Spruzeniece, 2011; Pipira, 2015), ir saistāma ar kontinentāliem apstākļiem, kuru ietekmēšie nogulumi veidojušies kā karbonātiskās garozas.

Par kontinentāliem apstākļiem Nīkrāces laikposmā liecina šādi bakalaura darba gaitā iegūtie rezultāti par mikroteksturām: pizoīdi (bieži sakārtoti apgrieztajā gradācijas slāņojumā, retāk savienoti ar tiltveida cementu), sīkslāņotās josliņas jeb laminārie slānīši, rizoīdi, karbonātiski kunkuļi, sarežģītas plaisu sistēmas, riņķveida plaisas jeb graudus apliecošās plaisas, peldošo kvarca graudu tekstūras, korodēti kvarca graudi. Bez augstāk minētajām pedogēno procesu pazīmēm, dolokrētu slāņkopā ir izsekojamas arī pazīmes, kas liecina par gruntsūdens līmeņa svārstībām, piemēram, pirīta, krama, noapaļotas formas dolomīta kristālu un idiomorfu kristālu ar tumšiem centriem izplatība.

SECINĀJUMI

Pēc veiktajiem lauka pētījumiem, iepazīšanās ar literatūru par dolokrētu un kalkrētu pazīmēm, plānslīpējumu un pieslīpējumu analīzes tika izdarīti vairāki secinājumi:

1. Ģeoloģiskajā griezumā dokumentētajā Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopā novērotās un interpretētās dolomīta pamatmasā peldošo kvarca graudu tekstūras ļauj izdarīt secinājumu, ka dolokrētu cilmiezis ir bijis smilšakmens. Turpmākos pēcsedimentācijas procesos smilšakmens cilmiezis ticis cementēts ar dolomīta cementu.
2. Pētīto dolokrētu slāņkopa Lētīžas grīvas atsegumā ir veidojusies gan gruntsūdens, gan pedogēno procesu ietekmē. Uz dolokrētu veidošanos gruntsūdens ietekmē norāda tādas pazīmes kā krams pirmajā un otrajā slānī, kā arī idiomorfu dolomīta kristālu ar tumšiem centriem un ieapaļu dolomīta kristālu izplatība visos slāņos. Par augsnes dolokrētiem liecina pizoīdi, sīkslāņotās josliņas un karbonātiskie kunkuļi visos slāņos, kā arī retie rizoīdi otrajā un ceturtajā slānī. Abu procesu ietekmē radušās sarežģītās plaisu sistēmas.
3. Pirīta klātbūtne visos slāņos norāda uz to, ka Nīkrāces ridas dolokrētu slāņkopa ir veidojusies svārstīga gruntsūdens līmeņa rezultātā, kas tādējādi izskaidro augšņu jeb pedogēniem un gruntsūdens procesiem raksturīgo pazīmju līdzāspastāvēšanu.
4. Lētīžas grīvas griezumā dokumentēto dolokrētu abiogēno jeb alfa mikrotekstūru (piemēram, karbonātiski kunkuļi, peldošie kvarca graudi, pizoīdi, sīkslāņotās josliņas, sarežģītās plaisu sistēmas un riņķveida plaisas) pārsvars pār biogēnajām jeb beta mikrotekstūrām (rizoīdi) liecina par zemu bioloģisko aktivitāti karbonātu garozu veidošanās laikā.
5. Primārā calcīta reliktu trūkums Lētīžas grīvas pētītā atseguma griezumā liecina par to, ka, visticamāk, dolokrētu ģenēze ir agrīna, nevis notikusi sākotnējā kalkrēta dolomitizācija vēlīnos izmaiņu procesos.

Šķerveļa svītas dolokrētu turpmākajos pētījumos būtu nepieciešams dokumentēt arī citus pieejamos Nīkrāces ridas atsegumus svītas izplatības areālā, kā arī veikt detalizētus Gobdziņu ridas pētījumus. Tādējādi būtu iespējams iegūt vispatverošus datus gan par mikrotekstūru izplatību, gan karbonātu garozas minerālo sastāvu, gan dolokrētu morfoloģiskajiem horizontiem Šķerveļa svītas slāņkopā, kas papildinātu līdz šim zināmos priekšstatus par dolokrētu veidošanos devona perioda noslēgumā.

LITERATŪRAS SARAKSTS

Publicētā literatūra

- 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.
- 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. and Wright, V. P. 2010. Calcretes. In: Alonso-Zarza, A. M. & Tanner, L.H. (eds.) *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*. Oxford, Elsevier, 225–257.
- Brangulis A., Kuršs V., Misāns J., Stinkulis Ģ. 1998. Latvijas ģeoloģija. 1:500 000 mēroga ģeoloģiskā karte un pirmskvartāra nogulumu apraksts. Redaktors Misāns J. Rīga, Valsts ģeoloģijas dienests.
- 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.
- Bouch, J.E., Hough, E., Kemp, S.J., McKervey, J.A., William, G.M., Greswell, R.B. 2006. Sedimentary and diagenetic environments of the Wildmoor sandstone. In: Barker, E. D. & Tellam, J. H. (eds.) *Fluid flow and Solute movement in sandstones*. The Geological society, 129–159.
- Bustillo, M.A., Alonso-Zarza, A.M. 2007. Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain.
- Casado, A.I., Alonso-Zarza, A.M., La Iglesia, Á., 2014. Morphology and origin of dolomite in paleosols and lacustrine sequences. Examples from the Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentary Geology* 312, 50–62.
- Chen, X.Y., Lintern, M.J. & Roach I.C. 2002. Classification systems. In: *Calcrete: Characteristics, distribution and use in mineral exploration*. Perth, Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration, 16–22.
- Colson, J., Cojan, I. 1996. Groundwater dolocretes in a lake-marginal environments: an alternative model for dolomite formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*. 43, 175–188.
- Cox, J.E., Railsback, L.B. & Gordon, E.A. 2001. Evidence from Catskill pedogenic carbonates for a rapid Late Devonian decrease in atmospheric carbon dioxide concentrations. *Northeastern Geology and Environmental Science*, 91–102.
- Díaz-Hernández, J.L., Sánchez-Navas, A., Reyes, E., 2013. Isotopic evidence for dolomite formation in soils. *Chemical Geology* 347, 20–33.
- Eren, M., Kadir, S., Hatipoglu, Z., Gul, M. 2008. Quaternary Calcrete Development in the Mersin Area, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 17, 763–784.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, 983.
- 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.
- Gomez-Grass, D., Alonso-Zarza, A.M. 2003. Reworked calcretes: their significance in the reconstruction of alluvial sequences (Permian and Triassic, Minorca, Balearic Islands, Spain). *Sedimentary Geology*. 158, 299–319.

- Hips, K., Haas, J., Poros, Z., Kele, S., Budai, T. 2015. Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): Origin of microcrystalline dolomite. *Sedimentary Geology*. 318, 113–129.
- Huerta, P., Armanteros, I. 2005. Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology*. 177, 253–270.
- Identification and Mapping of Calcrete Deposits in Inhambane Province and Preparation of a Calcrete Classification System and Specifications for the Use of Calcrete in Road Construction in Mozambique AFCAP/MOZ/091. 2012. Technical review, Report No. RPN 2326. Atsauce tekstā: (Technical review, 2012).
- Kaczmarek, S.E., Sibley, D.F. 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. *Sedimentary Geology*. 240, 30-40.
- Kaplan, M.Y., Eren, M., Kadir, S., Kapu, S. 2013. Mineralogical, geochemical and isotopic characteristics of Quaternary calcretes in the Adana region, southern Turkey: Implications on their origin. *Catena*. 101, 164–177.
- Kearsey, T., Twitchett, R., Newell, A.J. 2012. The origin and significance of pedogenic dolomite from the Upper Permian Of the South Urals of Russia. *Geol. Mag.* 149 (2), 291-307.
- Khalaf, F.I., Abdal, M.S. 1993. Dedolomitization of dolocrete deposits in Kuwait, Arabian Gulf. *Geol. Rundsch.* 82, 741-749.
- 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.
- Khalaf, F.I., Abdullah, A.F. 2013. Petrography and diagenesis of cavity – fill dolocretes, Kuwait. *Geoderma*. 207 /208, 58–65.
- Klappa, F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*. 27, 613-629.
- Morad S. 2008. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. In: Morad, S. (eds.) *Carbonate cementation in sandstones*. The International Association of Sedimentologists, Blackwell Science.
- Nash, J.D., Shaw, P.A. 1998. Silica and carbonate relationships in silcrete-calcrete intergrade duricrusts from the Kalahari of Botswana and Namibia. *Journal of African Earth Sciences*. 27, 11-25.
- Nash, J.D., McLaren, S. 2003. Kalahari valley calcretes: their nature, origins and environmental significance. *Quaternary International*. 111, 3–22.
- Nash, J.D., Smith, R.F. 2003. Properties and development of channel calcretes in a mountain catchment, Tabernas Basin, southeast Spain. *Geomorphology*. 50, 227–250.
- Newell, A., Benton, J. M., Kearsey, 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.
- Pimentel, N.L.V. 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). *Sedimentary Geology*. 148, 123–138.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J.P., Solleiro-Rebolledo, Kemnitz, H.,E., 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.
- Quast, A., Hoefs, J., Paul, J. 2006. Pedogenic carbonates as a proxy for palaeo-CO₂ in the Palaeozoic atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 242, 110–125.

- Reeves Jr., C.C. 1970. Origin, classification and geological history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico. *Journal of Geology*. 78, 352–362.
- Savvaitova, L. 1998. Šķerveļa svīta. Grām.: Latvijas daba. Enciklopēdija, 5. sēj., Preses nams, Rīga, 191-192.
- 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.
- Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. 1983. *Carbonate depositional environments*. The American Association of Petroleum Geologists, USA.
- 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.
- Smith, J. J., Platt, B. F., Ludvigson, G. A., Thomason, J. R. 2011. Ant nest ichnofossils in honeycomb calcretes, Neogene Ogallala Formation, High Plains region of Western Kansas U.S.A. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Vol. 308, 3/4 383–394.
- Spotl, C., Wright, V.P. 1992. Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology*. 39, 1119–1136.
- Stinkulis, Ģ., 2004. Karbonātu veidojumi Šķerveļa svītas nogulumos. LU 62. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds. 177.
- Stinkulis, Ģ., 2006. Dolomīta garozas Latvijas devona klastiskajos nogulumos – jūru regresiju pazīmes. LU 64. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 210-211.
- Stinkulis, Ģ., Indāns, I. un Ignāte L. 2007. Devona Šķerveļa svītas nogulumu un to veidošanās apstākļi. LU 65. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, vides zinātne. Referātu tēzes. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds. 202-203.
- 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.
- Tanner, L.H. 2010. Continental Carbonates as Indicators of Paleoclimate. In: Alonso-Zarza, A. M. & Tanner, L.H (eds.) *Carbonates in Continental Settings: geochemistry, diagenesis and applications*, Elsevier, 179–206.
- Theriault, P., Desrochers, A. 1993. Carboniferous calcretes in the Canadian Arctic. *Sedimentology*. 40, 449-465.
- Tófaló, O.R., Pazos P.J. 2010. Paleoclimatic implications (Late Cretaceous–Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*. 29, 665–675.
- VanDeVelde, H.J., Bowen, J.B., Passey, B., Bowen, B.B. 2013. Climatic and diagenetic signals in the stable isotope geochemistry of dolomitic paleosols spanning the Paleocene–Eocene boundary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 109, 254–267
- Watts, N.L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa) : mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*. 27, 661-686.
- Williams, C.A., Krause, F.F. 1998. Pedogenic – phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial – deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology*. 45, 1105–1124.
- Wright, P. 1990. Meteoric diagenesis. In: Tucker M., Wright P. (eds.) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 336–348.

- Wright, V. P. 1991. Calcretes. The International Association of sedimentologists, London, Blackwell Scientific Publications.
- Wright, V. P. 2007. Calcrete. In: Nash, D.J. and Metaren, S.J. (eds.). Geochemical sediments and landscapes. Blackwell Publishing, 10-45.
- Zhou, J., Chafetz, H.S. 2009. Biogenic caliches in Texas: The role of organisms and effect of climate *Sedimentary Geology*. 222, 207–225. Atsauce tekstā (Zhou and Chafetz, 2009a)
- Zhou, J., Chafetz, H.S. 2009. The genesis of late Quaternary caliche nodules in Mission Bay, Texas: stable isotopic compositions and palaeoenvironmental interpretation. *Sedimentology*. 56, 1392–1410. Atsauce tekstā (Zhou and Chafetz, 2009b)
- Савваитова Л. С. 1977. Фамен Прибалтики, Зинатне, Рига.
- Савваитова Л. С. 1981. Шкервельская свита. В кн.: Девон и карбон Прибалтики. Под ред. Сорокина В. С., с. 334-336.

Nepublicētā literatūra

- Indāns I. 2004. Šķerveļa svītas Nīkrāces ridas nogulumu un to veidošanās apstākļi. Bakalaura darbs. LU, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte, Rīga.
- Indāns I. 2006. Nīkrāces ridas veidošanās apstākļu rekonstrukcijas. Maģistra darbs. LU, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte, Rīga.
- Liberts A. 2010. Subaerālo apstākļu pazīmes devona Šķerveļa svītas nogulumiežos Lētīžas grīvas atsegumā. Maģistra darbs. LU, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte, Rīga.
- Pipira D. 2015. Subaerālās atsegšanās notikumu pazīmes un veidojumi devona slāņkopā Latvijā. Promocijas darbs. LU, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte, Rīga.

Kartogrāfiskie materiāli

- TOPO 50K Satelītkarte. *VZD Satelītkaršu mozaīka mērogā 1:50 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 1.02.2015. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>. Atsauce tekstā (TOPO 50K).
- LVGD Dabas apvidi. *Valsts ģeoloģijas dienesta dabas apvidu karšu mozaīka mērogā 1:500 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 14.03.2015. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>. Atsauce tekstā (LVGD Dabas apvidi).
- Novadu karte 2009. *Karšu izdevniecības "Jāņa Sēta" Latvijas Republikas administratīvais iedalījums mērogā 1:400 000*. LU ĢZZF WMS. Sk.31.2.2015. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv>. Atsauce tekstā (Novadu karte 2009).