

LATVIJAS UNIVERSITĀTE  
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE  
ĢEOLOĢIJAS NODAĻA

**LUBĀNA LEDUS LOBA VEIDOTĀS RELJEFA FORMAS  
ATZELES PACĒLUMĀ**

MAĢISTRA DARBS

Autors: Inese Grīnbauma

Stud. apl. ig17053

Darba vadītājs: Dr. ģeol., asoc. prof.

Kristaps Lamsters

RĪGA 2022

## ANOTĀCIJA

Grīnbauma, I. 2022. Lubāna ledus loba veidotās reljefa formas Atzeles pacēlumā. Maģistra darbs. Rīga, Latvijas Universitāte, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte.

Maģistra darbā tika analizētas glaciālās reljefa formas un to izkārtojums Austrumlatvijā, Atzeles pacēlumā, pielietojot 1 m izšķirtspējas digitālo reljefa modeli, kas iegūts no lāzerskenēšanas datiem. Pētījuma teritorija atrodas Fenoskandijas ledus vairoga dienvidaustrumu sektorā, kur uzvirzījās Lubāna ledus lobs. Pētījuma teritorijas glaciālā ģeomorfoloģija nodrošina lielisku iespēju pētīt zemledāja apstākļus un ledus loba plūsmu un iespējamās uzplūdus.

Lubāna ledus loba atstātās “pēdas” robežojas no lielizmēra glaciālajiem lineamentiem (LGL) līdz neliela izmēra šķērseniskiem, ģeometriskiem grēdu tīkliem, kā arī ledājūdeņu reljefa formām (osi, ledājkušanas ūdeņu kanāli, tuneļielejas). Pētījuma teritorijā tika novērotas arī izteiktas zigzagveida grēdas. LGL ir pārklāti ar zemas amplitūdas šķērseniskām grēdām, kas interpretētas kā plaisu aizpildījuma grēdas.

Atzeles pacēlumā sastopamo reljefa formu kopums sniedz liecības par Lubāna ledus loba straujo uzvirzīšanos (uzplūdiem) deglaciācijas laikā. Plaisu aizpildījuma grēdas, kas identificētas Atzeles pacēlumā, visticamāk veidojās zemledāja materiālam tiekot iespiestam bazālajās plaisās, kad zemledāja materiāls bija piesātināts ar ūdeni un viegli deformējams, notiekot ledus uzplūdiem vai īsi pēc tiem. Tādejādi plaisu aizpildījuma grēdas var tikt izmantotas kā indikators uzplūda tipa ledāju uzvedībai paleo-glacioloģiskajām rekonstrukcijām. Ledājūdeņu reljefa formas sniedz norādes, lai izprastu, kā Lubāna ledus loba gultnē norisinājās ledājūdeņu drenāža.

**Atslēgas vārdi:** Atzeles pacēlums, subglaciālās gultnes reljefa formas, plaisu aizpildījuma grēdas, Lubāna ledus lobs, digitālais reljefa modelis

## ABSTRACT

Grīnbauma, I. 2022. Landforms of the Lubāns Ice Lobe in the Atzele Elevated Plain. Master's thesis. Riga, University of Latvia, Faculty of Geography and Earth Science.

In Master's thesis, a 1 m digital elevation model derived from airborne LiDAR data was used to analyse the glacial geomorphology of the Atzele Elevated Plain (AEP), Eastern Latvia. The study area is located in the SE sector of Scandinavian Ice Sheet where the Lubāns Ice Lobe (LIL) operated. The glacial geomorphology of the study area provides an excellent opportunity to study subglacial processes and ice streaming/surging.

The geomorphic imprint left by the LIL range from mega-scale glacial lineations (MSGLs) to small transverse geometric ridge networks and glacial meltwater landforms (eskers, meltwater channels un tunnel valleys). Also, prominent ridges with 'zig-zag' appearance have been observed. MSGLs are superimposed by low-amplitude transverse ridges, which are interpreted as crevasse squeeze ridges (CSRs).

The landform assemblage provides the evidence of the surging behaviour of the LIL in the AEP during the deglaciation. CSRs in the AEP were likely produced by till squeezing upwards into basal crevasses when the deformable sediments (subglacial till) were saturated either during or immediately after a surge. Thus, the CSRs imprint in paleo-glaciated terrain can be used as indicator of surge behaviour in paleo-glaciological reconstructions. Eskers and tunnel valley systems give clue for the understanding of the subglacial meltwater drainage under the LIL.

**Key words:** Atzele Elevated Plain, streamlined bedforms, crevasse-squeeze ridges, Lubāns Ice Lobe, digital elevation model

# SATURS

ANOTĀCIJA.....	2
ABSTRACT .....	3
IEVADS .....	6
1. PĒTĪJUMA TERITORIJAS ĢEOLOĢISKI ĢEOMORFOLOĢISKS RAKSTUROJUMS	8
1.1. Pētījuma teritorijas novietojums un virsmas saposmojums .....	8
1.2. Subkvartārā virsma un tās nogulumi .....	9
1.3. Glaciālā reljefa veidošanās un kvartāra nogulumi.....	11
1.4. Mūsdienu eksodinamiskie procesi.....	16
2. GLACIĀLĀS RELJEFA FORMAS .....	18
2.1. Subglaciālās (zemledāja) gultnes reljefa formas .....	18
2.1.1. Lielizmēra glaciālie lineamenti.....	19
2.1.2. Flūtingi un megaflūtingi .....	20
2.1.3. Drumlini.....	20
2.1.4. Rievotās (ribotās) morēnas .....	21
2.2. Plaisu aizpildījuma grēdas .....	25
2.3. Laterālās bīdes morēnas .....	29
2.4. Osi.....	31
3. MATERIĀLI UN METODES.....	38
3.1. Kamerālie pētījumi .....	38
3.1.1. Digitālā reljefa modeļa ģenerēšana no aerolāzerskenēšanas (LiDAR) LAS datiem .....	39
3.1.2. Digitālā reljefa modeļa vizualizēšana reljefa formu kartēšanai .....	40
3.1.3. Reljefa formu identificēšana un digitizēšana.....	41
3.2. Lauka pētījumi.....	43
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA .....	45
4.1. Plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas .....	49
4.2. Ģeometriski grēdu tīkli: plaisu aizpildījuma grēdas .....	54
4.2.1. Zigzagveida grēdas.....	61
4.2.2. Plaisu aizpildījuma grēdu iekšējā uzbūve.....	63
4.3. Ledājūdeņu reljefa formas .....	66
5. DISKUSIJA .....	72
5.1. Lubāna ledus loba reljefa formas un plūsmas raksturs Atzeles pacēlumā .....	72
5.1.1. Plūdlīnijas reljefa formas.....	72

5.1.2. Pulsējoši ledāji un to uzplūdi .....	72
5.1.3. Pulsējošu ledāju veidotas reljefa formas .....	74
5.2. Pamatiežu virsmas ietekme uz plūdlīnijas reljefa formu morfoloģiju un veidošanos ...	75
SECINĀJUMI .....	77
PATEICĪBAS .....	78
IZMANTOTĀ LITERATŪRA UN AVOTI .....	79

## IEVADS

Reljefa formu digitizēšana ir viens no veidiem, lai rekonstruētu pagātnes ledāja dinamiku, zemledāja procesus un reljefa formu veidošanās mehānismus Atzeles pacēlumā. Lubāna ledus loba veidotās reljefa formas Atzeles pacēlumā ir pētītas galvenokārt pagājušajā gadsimta beigu posmā (Zelčs 1993; 2000), izmantojot tā laika metodes un materiālus. Mūsdienās pieejamie augstas izšķirtspējas reljefa digitālie modeļi paver iespējas ievērojami vieglāk un detalizētāk veikt reljefa formu sistemātisku kartēšanu un to morfometrisko parametru noteikšanu. Pamatojoties uz iepriekš veiktajiem pētījumiem Atzeles pacēlumā un aktuālajām mūsdienu zinātniskajām atziņām pētījuma jomā, ir nepieciešams veikt jaunus pētījumus par ledāja veidotajām reljefa formām, precizējot to morfoloģiju un ģenēzi.

Pētījums ir aktuāls, jo kamerālo un lauka darbu laikā ir identificētas līdz šim Atzeles pacēlumā nezināmas un nepētītas reljefa formas – plaisu aizpildījuma grēdas. Reljefa formu morfometriskie parametri un veidošanās apstākļi ir līdzīgi tādām pašām grēdām, kuras mūsdienās tiek atklātas pie pulsējošiem ledājiem (Sharp 1985; Schomacker et al. 2014) un arī paleo-lielplūsmu/lobu gultnēs (Ponce et al 2019; Sutherland et al. 2019; Lamsters et al. 2021).

To padziļināti morfoloģiskie un iekšējās uzbūves pētījumi ir nozīmīgi pēdējā apledojuuma dinamikas izzināšanai Austrumlatvijā, kā arī nepieciešami kvartārģeoloģijas jomas attīstībai Latvijā. Pētījuma laikā ir iegūti telpiski koordinātu sistēmām piesaistīti dati, kas var tikt pielietoti arī turpmākiem ledāja reljefa formu un dinamikas pētījumiem.

**Maģistra darba mērķis** ir noskaidrot ledāja reljefa formu morfoloģiju, ģenēzi un veidošanās apstākļus un rekonstruēt Lubāna ledus loba dinamiku vēlās Vislas leduslaikmeta beigu posmā Atzeles pacēlumā.

### **Darba mērķa sasniegšanai, tika izvirzīti šādi uzdevumi:**

- (1) analizēt aktuālo zinātnisko literatūru par ledāja veidotajām reljefa formām, kas sastopamas Atzeles pacēlumā;
- (2) noskaidrot pētāmās teritorijas ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko uzbūvi, izmantojot dažādus kartogrāfiskos materiālus;
- (3) izmantojot digitālo reljefa modeli, veikt detālu reljefa formu digitizēšanu Atzeles pacēlumā un izveidot teritorijas ģeomorfoloģisko karti;
- (4) analizēt reljefa formu morfometriskos parametrus un to savstarpējo izkārtojumu;
- (5) veikt lauka darbus (ģeoloģiskā urbšana), lai pārliecinātos par reljefa formu ģenēzi;
- (6) izmantojot iegūtos datus, noskaidrot ledāja reljefa formu savstarpējā ģeotelpiskā novietojuma likumsakarības, veidošanās apstākļus un ledāja dinamiku pēdējā apledojuuma noslēguma posmā.

Pētījums ir aprakstīts 5 nodaļās. 1. nodaļā tiek veikts pētījuma teritorijas raksturojums. 2. nodaļa veido literatūras apskatu par pētījuma teritorijā sastopamāko ledāja veidotu reljefa formu iedalījumu, morfoloģiju un veidošanās apstākļiem. 3. nodaļā ir izklāstītas pētījumā izmantotās metodes un materiāli. 4. nodaļā ir pētījumā iegūtie rezultāti un to interpretācija. 5. nodaļu veido diskusijas sadaļa.

Maģistra darbs ietver 82 publicētos literatūras avotus, 8 Npublicētos literatūras avotus, 8 Elektroniskos resursus, 11 Kartogrāfiskos materiālus, 30 attēlus un 1 tabulu. Maģistra darba apjoms ir 88 lappuses.

Par pētījuma rezultātiem ir ziņots 2 zinātniskās konferencēs. LU 3. Studentu Zinātniskās konferences “*Initium*” sekcijas “*Scientiae Humanitatis*”, 2021. gada 28. novembrī, kā arī LU 80. starptautiskās zinātniskās konferences sekcijas Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē, “*Lietišķā ģeoloģija, kvartārģeoloģija un ģeomorfoloģija*”, 2022. gada 4. februārī. Abās konferencēs autore ir sniegusi mutiskus ziņojumus un referātu tēzes ir pieņemtas un tiks publicētas tēžu krājumos. Maģistra darba rezultāti tiks prezentēti arī *INQA* rīkotajā Peribaltijas darba grupas simpozijā *Youth Symposium “Geomorphology in Quaternary Research”*, kas norisināsies no 2022. gada 28. jūnija līdz 1. jūlijam Polijā.

### **Darbā izmantotie saīsinājumi**

**DRM** – digitālais reljefa modelis

**LU ĢZZF** – Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte

**ĢIS** – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas

**LĢIA** – Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra

**LIDAR** (Light Detection And Ranging) – aerolāzerskenēšana

**LU ĢZZF** – Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte

**et al.** – no latīņu valodas saīsinājums no „*et alii*” ar nozīmi – „un citi”

**v.j.l.** – virs jūras līmeņa

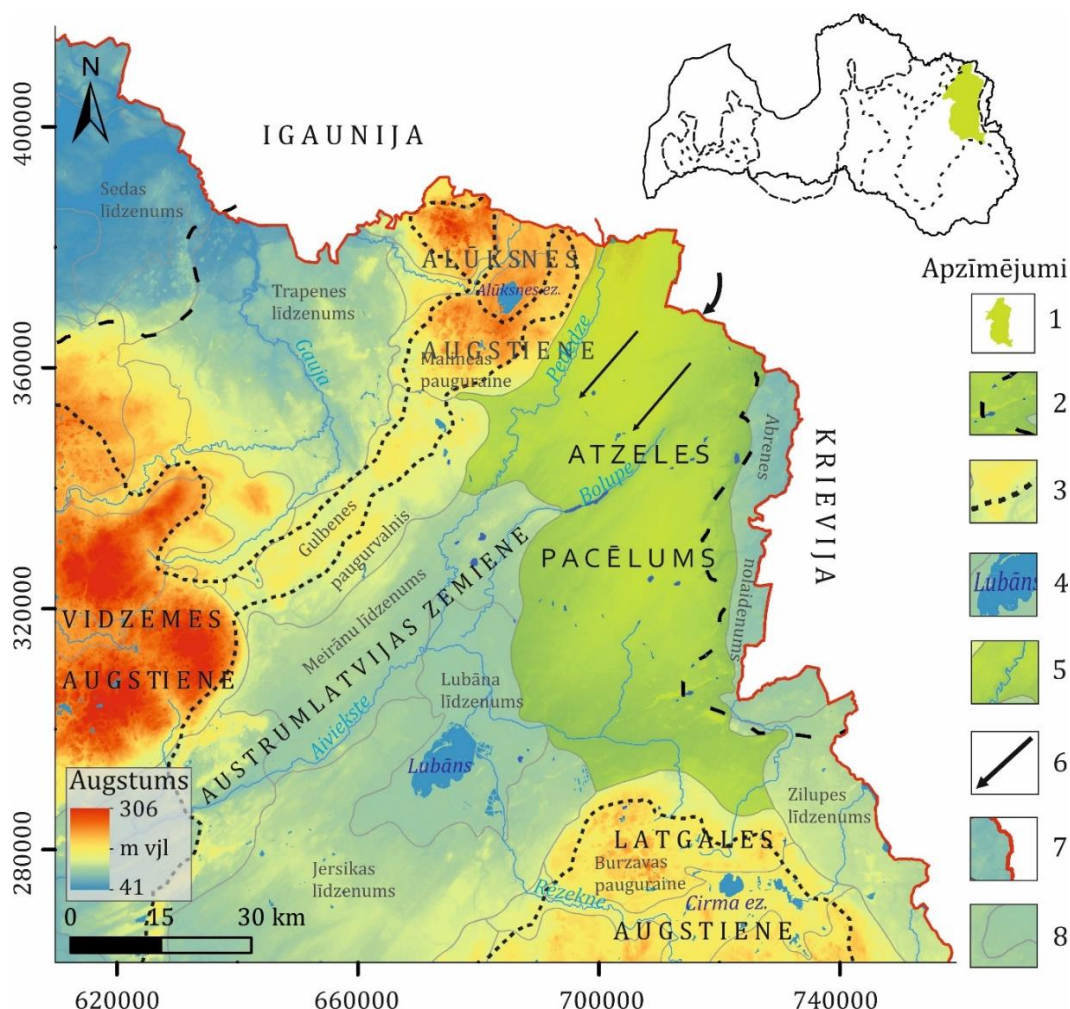
**WMS** – no angļu valodas „*Web Map service*”, interneta karšu serviss

**u.c.** – un citi

# 1. PĒTĪJUMA TERITORIJAS ĢEOLOĢISKI ĢEOMORFOLOĢISKS RAKSTUROJUMS

## 1.1. Pētījuma teritorijas novietojums un virsmas saposmojums

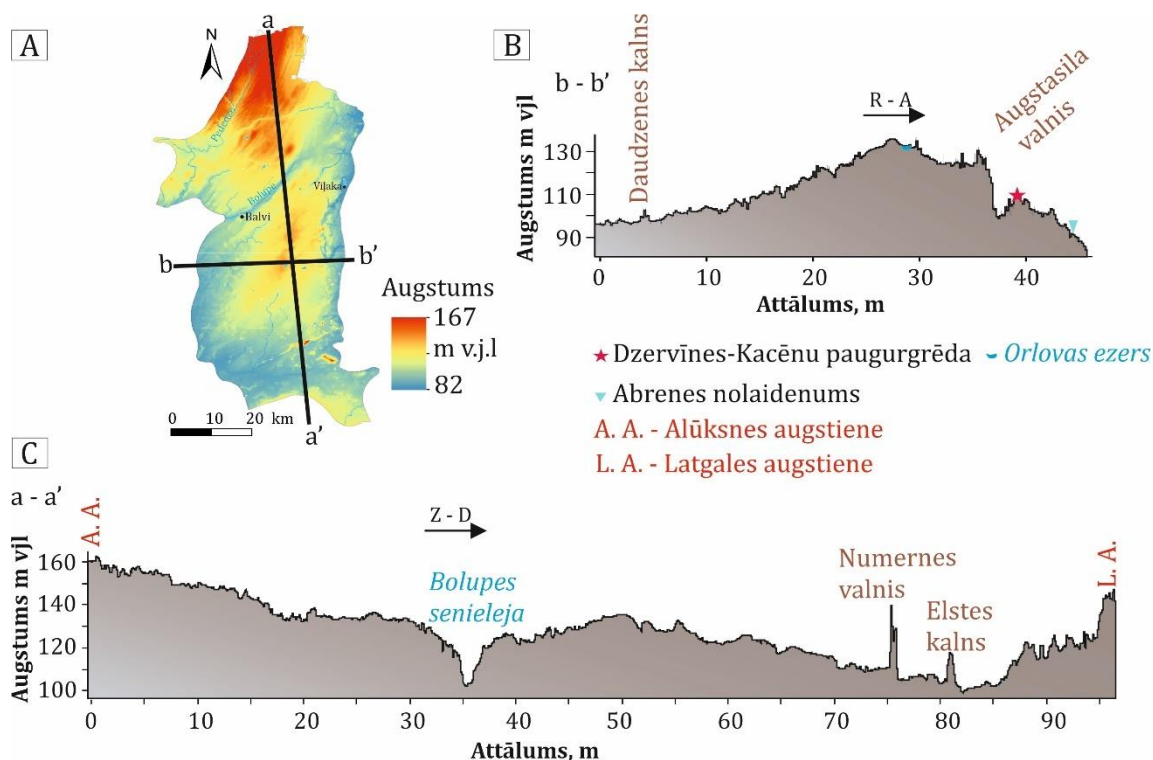
Pētījums tika veikts Atzeles pacēlumā (1.1. att.), kas atrodas Latvijas austrumu daļā. Teritorijas kopējā platība ir ~ 3018 km<sup>2</sup>, tā stiepjas ziemeļu-dienvidu virzienā 60-90 km un austrumu-rietumu virzienā 30-45 km. Pēc administratīvā iedalījuma Atzeles pacēluma teritorijā ietilpst Balvu novads un daļa no Alūksnes, Ludzas, Rēzeknes un Gulbenes novadu teritorijām. Pētījuma teritorija Z-ZA robežojas ar Krieviju. Ģeoloģiskā informācija par Krievijas teritoriju nav pieejama.



1.1. attēls. Pētījuma teritorijas novietojums. Apzīmējumi: 1 – Pētījuma teritorija; Deglaciācijas fāzes ledāja malas pozīcija (2 – Linkuvas; 3 – Gulbenes); 4 – Ūdenstīlpnes; 5 – Ūdensteces; 6 – Ledus plūsmas virziens; 7 – Valsts robeža; 8 – Dabas apvidus robežas. Izstrādājusi autore, par pamatu izmantojot LiDAR DRM un ledāja malas veidojumu joslas (modificētas pēc Zelčs et al 2011). Upes, ezeri un valsts robeža pēc SIA Envirotech (2011) ģeodatubāzes GIS Latvia 10.2.

Atzeles pacēluma mūsdienu virsmā nozīmīgākās augstuma izmaiņas vērojamas ziemeļ- dienvidu virzienā, un rietumu-austrumu virzienā (1.2. att.). Reljefa virsmas vidējais absolūtais augstums ir 100 – 120 m, taču tas mainās no 170 – 135 m v.j.l. pie Alūksnes augstienes un samazinās līdz 100 m teritorijas dienvidos starp Numernes valni un Burzavas pauguraini. Reljefa profilā a – a' (1.2. C att.) redzams, ka zemes virsmas augstums pazeminās no augstienēm centrālās daļas virzienā, bet ir vērojama asimetrija, un zemākā vieta ir teritorijas dienvidu daļā.

Profilā b – b' (1.2. B att.), iespējams, attēlojas reljefs, kas ir veidojies divās deglaciācijas fāzēs. Austrumu daļā, kur reljefs ir zemāks, veidojies Linkuvas fāzē. Reljefa pacēlums, kur vērojams Augstasila valnis ir uzkrājies ledāja malas tuvumā, kas sakrīt ar Linkuvas fāzes malas veidojumu joslu.



1.2. attēls. **A.** Pētījuma teritorijas mūsdienu virsmas saposmojums. **B., C.** Reljefa profili pa profila līnijām a-a' un b-b'. Izstrādājusi autore, par pamatu izmantojot LiDAR DRM un ledāja malas veidojumu joslas (modificētas pēc Zelčs et al 2011). Upes un pilsētas pēc SIA Envirotech (2011) ģeodatubāzes GIS Latvia 10.2.

## 1.2. Subkvartārā virsma un tās nogulumu

Lielākajā pētījuma teritorijas daļā zemkvartāra virsmā plašā areālā atsedzas augšējā devona Franas stāva Katlešu svītas nogulumieži. Tie ieguļ uz izskalošanās un karsta procesu

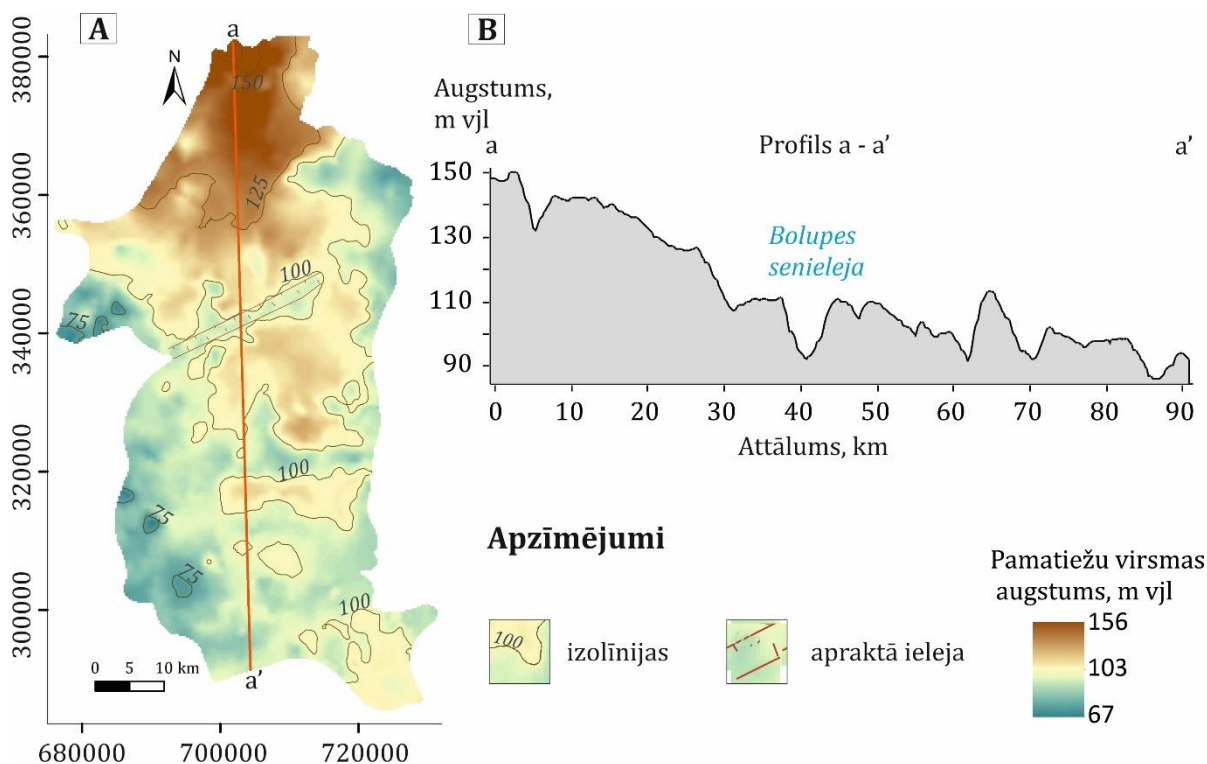
skartās Daugavas svītas (Juškevičs u.c. 2002). Balvu novada lielākajā teritorijas daļā pamatiežu virsmu veido Katlešu svītas sarkanbrūni un raibi māli, mālaini aleirolīti ar smilšakmeņu un domerītu starpslāņiem. Katlešu svītas nogulumu biezums sasniedz 11 – 35 m un tās virsma ieguļ pie + 80 – + 110 m absolūtā augstuma atzīmēm (LVGD Pirmskvartāra). Katlešu svītas Kupravas ridas nogulumieži (sarkans un raibs māls, aleirolīts un dolomītmerģelis) ir izplatīti Balvu un Viļakas novadā. Kupravas māla atradnes teritorijā, Katlešu svītas biezums sasniedz 47 m. Atradnes teritorijā, sastopamos Katlešu svītas nogulumus galvenokārt veido smalkgraudains smilšakmens, māls un mālains aleirolīts. Katlešu svītas nogulumu izmaiņas ģeoloģiskajā griezumā un karbonātiskā materiāla klātbūtne terīgēnajos nogulumos, liecina, ka sedimentācija ir norisinājusies seklas jūras baseina piekrastes zonā, jūrai regresējot uz austrumiem (Juškevičs u.c. 2002).

Atzeles pacēluma dienvidos, teritorijā ap Numernes valni un Latgales augstieni, pamatiežu virsmu veido Franas stāva senāki ieži – Daugavas svītas dolomīti un novērojami atsevišķi palikšņi (pacēlumi) ar Katlešu svītas veidotiem nogulumiežiem, ko veido māli un aleirolīti ar smilšakmeņu starpkārtām. Balvu novada Z un Alūksnes novada DDA daļā zemkvartāra virsmu veido Ogres svītas ieži, kas izplatīti arī visā Balvu pilsētas teritorijā. Nogulumiežus veido dolomīti, dolomītmerģelis, merģelis, māli, aleirolīti, smilšakmeņi. Nogulumu biezums mainās no 20 līdz 30 m (LVGD Pirmskvartāra). Virs Ogres svītas ir novērojami atsevišķi lokālpaaugstinājumi ar Stipiņu svītas nogulumiežiem (LVGD Pirmskvartāra).

Devona iežu virsmu saposmo sekli ielejveida iegrauzumi. Lielākais no iegrauzumiem atrodas Balvu novadā, kur pamatiežu virsmu saposmo Bolupes ieleja (1.3. B att.), kas ir mantota reljefa forma. Seklāks iegrauzums atrodas pie Tepenīcas ezera, 7 km uz DA no Kupravas ciema un lokāls pazeminājums pie Numernes ezera. Bolupes un Stiglavas krastā nelielās platībās atsedzas dziļāk iegulošo Ogres un Katlešu svītas ieži (Juškevičs u.c. 2002).

Pamatiežu virsma (1.3. att.) Atzeles pacēlumā pazeminās no ziemeļiem uz dienvidiem. Atzeles pacēluma pamatā vērojami atsevišķi devona iežu virsmas pacēlumi, kas orientēti ziemeļu – dienvidu virzienā, perpendikulāri ledāja plūsmas virzienam (Zelčs, Markots 2018). Šajā pētījumā ir izmantots subkvartārās virsmas reljefa modelis (Popovs et al. 2022), kas redzams 1.3. A attēlā, lai varētu novērtēt pamatiežu virsmas ietekmi uz ledāja veidoto reljefa formu izplatību. Pētījuma teritorijā izdalāmi trīs subkvartārās virsmas paaugstinājumi, kur lielākais – Alūksnes pamatiežu virsmas pacēlums (LVGD Pirmskvartāra), ap 30 – 40 m augsts, atrodas teritorijas ziemeļu un centrālajā daļā. Alūksnes pacēluma virsmu Balvu novada apkārtnē, saposmo apraktā ieleja, kas kalpoja kā ledāju kušanas ūdeņu noteces ieleja, kas sadala pamatiežu pacēlumu divās daļās. Kopumā pamatiežu virsmai ir asimetrisks raksturs, Z–D

virzienā starp Alūksnes augstieni un Latgales augstieni subkvartārās virsmas absolūtais augstums mainās no 150 m v.j.l. ziemeļos līdz 80 m v.j.l. dienvidos (90 km attālumā). Teritorijas centrālajā daļā pamatiežu augstums svārstās robežās ap 100 m v.j.l., ar lēzenu kritumu dienvidu virzienā (1.3. B att.). Pamatiežu virsmas topogrāfijas ietekme uz ledāja veidotu reljefa formu izplatību pētījuma teritorijā plašāk ir analizēta diskusijas nodaļā.



1.3. attēls. A. Subkvartārās virsmas topogrāfija. B. Pamatiežu virsmas hipsometriskais profils pa līniju a-a'. Izstrādājusi autore, izmantojot Popovs et al. 2022 subkvartārās virsmas modeli.

### 1.3. Glaciālā reljefa veidošanās un kvartāra nogulumi

Pētījuma teritorijā ģeoloģiskā uzbūve un reljefa iezīmes veidojušās galvenokārt – Vislas (Latvijas) leduslaikmetā, kas atspoguļojas mūsdienu kvartāra reljefā (Zelčs et al. 2011). Latvijas apledošanas maksimālās uzvirzīšanās fāze Latvijas teritorijā sākās ~ 24 līdz 25 tūkstošiem kalendāro gadu, un ilga aptuveni 9 – 10 tūkstošus gadu. Latvijas teritorijā Vislas apledošanas atkāpšanās no maksimālās izplatības robežas Latvijas teritorijā iezīmējas ar piecām deglaciācijas fāzēm: Dagdas, Kaldabruņas, Gulbenes, Linkuvas un Valdemārpils. Atzeles paceluma reljefa formu veidošanās notikusi Linkuvas un Gulbenes deglaciācijas fāzēs (Zelčs et al. 2011).

Mūsdienu reljefs pētījuma teritorijā galvenokārt ir veidojies vēlās Vislas apledošanas deglaciācijas laikā, aktivizējoties Peipusa ledus lielplūsmas Lubāna ledus lobam (Zelčs et al.

2011), kas pētījuma teritorijai uzvirzījās no ZA. Lubāna ledus lobs maksimālās uzvirzīšanās laikā bija līdz 170 km garš un ap 60 km plats (Putniņš 2012). Lubāna ledus loba plūsmai bija konsekvents raksturs, par ko liecina flūtingu lauki, megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti Austrumlatvijas zemienē (Zelčs 1993). V. Zelčs (Zelčs u.c. 2018b) apkopojot pētījumus par Austrumlatvijas zemieni, izdalījis trīs flūtingu un lielizmēra lineāro izvagojumu laukus, kas saistās ar pamatiežu lokālajiem pacēlumiem. Vecākais no laukiem atrodas starp Sēlijas starpmēļu paugurvalni un Madonas-Trepes valni. Aiviekstes flūtingu lauks aizņem zemienes vidusdaļu starp Madonas-Trepes un Rikavas-Bērzpils valni. Atzeles flūtingu laukā (Atzeles pacēlumā) ir sastopami izolētu vaļņu, sapārotu vaļņu vai no vairākiem vaļņiem veidotu grupējumu veidā. Atzeles pacēluma proksimālajā daļā izteikti dominē megaflūtingi. Šīs plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas, kas sastopamas Atzeles pacēlumā, šajā darbā lielākoties interpretētas kā lielizmēra glaciālie lineamenti.

Atzeles lauka distālajos galos ir izsekojamas Rogenas tipa rievotās morēnas pazīmes, kas iezīmē pāreju no megaflūtingu un megalineāro veidojumu formām uz ledāja izspieduma un sabīdījuma grēdām. Flūtingu nogāzes vai starpflūtingu ieplakas saposmo šķērseniskas Atzeles tipa rievotās morēnas grēdas, kas sabīdītas no ledāja gultnes iežiem un nogulumiem aktīvā ledus pakāpeniskas aprimšanas procesā. Atzeles morēnas ir veidojušās vēlāk nekā flūtingi, ledus lobam pakāpeniski aprimstot starpflūtingu pazeminājumos (Zelčs u.c. 2018a), bet pēc jaunākiem pētījumiem šāda rakstura morēnas tiek reinterpreterētas kā plaisu aizpildījuma grēdas, kuras veidojušās zemledāja morēnas materiālam tiekot iespiestam zemledāja plaisās, kad ledājs atradās miera stāvoklī (Lamsters et al. 2021). Šajā darbā Atzeles tipa rievotās morēnas ir interpretētas kā plaisu aizpildījuma grēdas.

Lubāna ledus loba malas aktivizācijas un stabilizācijas stāvokli iezīmē sabīdījuma gala morēnas, kas nošķir Austrumlatvijas zemienes flūtingu laukus citu no cita un uzguļ transgresīvi flūtingu grēdu pret ledāju vērstajiem (proksimālajiem) galiem. Teritorijas DR starp Bērzpili un Rugājiem atrodas Rikavas-Bērzpils gala morēnas valnis, kas veidojies Gulbenes oscilācijas fāzes laikā. Atzeles pacēluma austrumu daļā cauri visai teritorijai ar atsevišķiem segmentiem izplatīta Dzervīnes-Kacēnu gala morēnas grēda, kuras austrumu atzars turpinās Krievijas Federācijas teritorijā Krasnogorodskas virzienā. Dzervīnes-Kacēnu grēda iezīmē Linkuvas fāzi un to veido daudz nelielu pamatiežu atrauteņu. Morēnas vaļņi un grēdas izliecas ledāja plūsmas virzienā (Zelčs u.c. 2018a).

Atzeles pacēluma malas joslā ar Latgales augstieni un Alūksnes augstieni ir konstatēti vairāki vaļņi un grēdas, kuru morfoloģija un novietojums ir līdzīgs atšķelšanās vaļņiem, kuri pirms tam tika uzskatīti par osiem. Mūsdienās šādus atšķelšanās vaļņus dēvē par laterālajām bīdes morēnām. Lielākā laterālā bīdes morēna atrodas teritorijas DA – Numernes valnis, kas

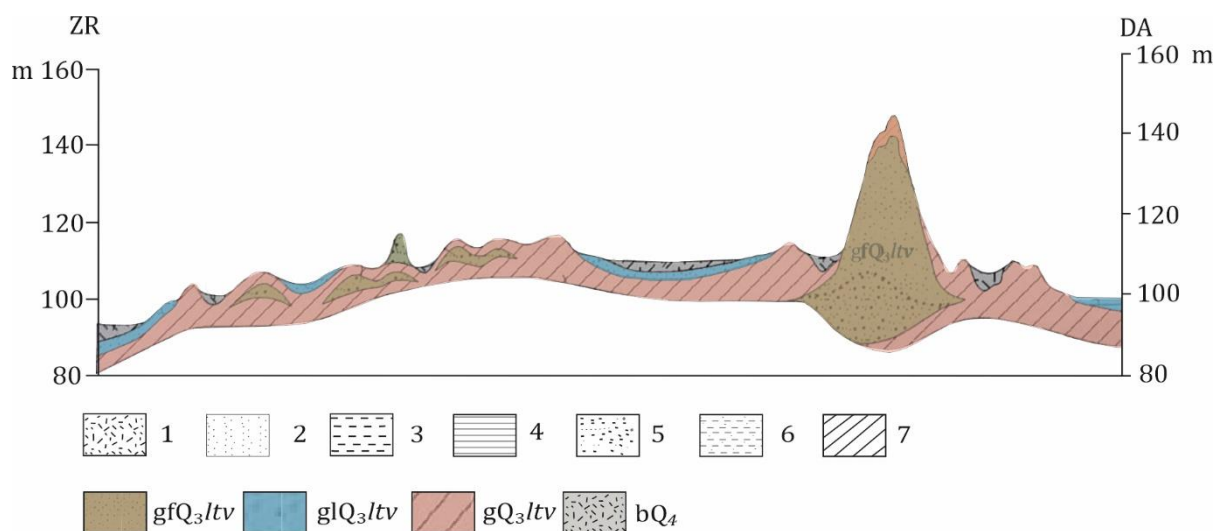
veidojās Gulbenes fāzē. Tā garums sasniedz 21 km, tas stiepjas A-ZA – D-DR virzienā no Krievijas robežas (Dziervīni) līdz Krišjāņu ciemam. Numernes valni veido ledājkūšanas ūdeņu glaciofluviālie nogulumu – pārsvarā rupjgraudaina un smalkgraudains smilts materiāls ar aleirītu starpslāņiem un grants-oļu starpkārtām. Numernes vaļņa nogāzes daudzviet saposmo gravas, tomēr vairākums lineārās erozijas formu ir aprimušas sengravas. Numernes valnim no sāniem pieslēdzas dažādas ledāja plaisu aizpildījuma formas, t. sk. osu vaļņi un grēdiņas, neregulāras formas no 10 līdz 20 m augsti pauguri, kuri ir pārveidoti ledāja dinamiskās iedarbības rezultātā. Numernes vaļņa apkārtnē osu muguras orientētas šķērseniski kādreizējai ledāja plūsmi. Vietām vaļņa virsmu un nogāzes saposmo glaciokarsta ieplakas, kas norāda leduslaikmeta beigu posmā zem nogulumiem apraktu un vēlāk izkusušu ledus blāķu atrašanās vietu (Putniņš 2012; Zelčs u.c. 2018a; DAPDP 2019).

Vēl viena laterālā bīdes morēna – Strūžānu valnis, atrodas Atzeles pacēluma DR stūrī, tas stiepjas RDR – AZA virzienā no Garančiem līdz Kristiņu ciemam, un tā garums nedaudz pārsniedz 20 km. Laterālās bīdes morēnas distālais gals pieslēdzas Rikavas-Gaigalavas morēnas veidojumam, kas liecina par Lubāna ledus loba deglaciācijas un reaktivizācijas iespējamo asinhronitāti (Putniņš 2012). Strūžānu vaļņa virsējo daļu veido aleirītiska smilts, aleirīts un māls (Zelčs u.c. 2018a). Strūžānu laterālā bīdes morēna ir izveidojusies turpmākajā Lubāna ledus loba deglaciācijas gaitā pēc Gulbenes oscilācijas fāzes, t.i. starpposmā līdz aktīva ledus malas stabilizācijai Linkuvas oscilācijas laikā ( $13,4 \pm 0,6$  ka 10Be) (Zelčs et al. 2011).

Atzeles pacēluma reljefu saposmo arī ledāja kūšanas ūdeņu kanāli un ielejas, piemēram tuneļielejas, kurās nereti ir izveidojušies osi, kas liecina, ka deglaciācijas laikā norisinājās izteikta ledājkūšanas ūdeņu darbība (Zelčs et al. 2004). Pēc senākiem pētījumiem (Straume 1979), nozīmīgākās osu grēdas sastopamas Balvu novadā. Tās noguldītas šķērseniski Bolupes senielejai, un to orientācija vērsta perpendikulāri, ieslīpi Lubāna ledus loba plūsmas virzienam. Pēc jaunākajiem LiDAR reljefa modeļa datiem noskaidrots, ka garākā osu grēda ar atsevišķiem segmentiem, izveidojusies ledāju ūdeņu kūšanas noteces ielejā, kas savienoja divus pieledāja ezerus (Viļakas (Abrenes) ar Jaunannas, kas bija Lubānas paleo-baseina ziemeļu gals). Balvu novadā ir izveidojusies Bolupes radiālā ledājūdeņu noteces ieleja, kur atrodas Bolupes senieleja, kur pa ieleju noplūda ledājūdeņi no ledāja malas uz ārpusledāja teritoriju ZA–DR virzienā. (Zelčs u.c. 2018a).

Atzeles teritorijā dominēja intensīva ledāja kustība ar pastiprinātu eroziju. Tas sekmēja plānas nogulumu segas un relatīvi līdzena reljefa izveidošanos Atzeles pacēluma vidienē (Juškevičs u.c. 2003; 1.4. att.). Kvartāra vidējais biežums ir salīdzinoši neliels, vidēji 10 līdz 15 m, bet grēdās un pauguros pieaug līdz 40 m (Juškevičs u.c. 2002). Numernes vaļņa teritorijā, kvartāra nogulumu biežums sasniedz maksimālo biežumu, aptuveni 60 – 80 m (Kvartāra

biezuma karte; 1.5. B att.). Teritorijas Z un centrālajā daļā kvartāra biezums ir mazāks par 10 m, vietām tikai dažus m, piemēram Kupravas karjerā (Vīksnas un Kupravas pagasta teritorijā), kas atrodas Lubāna ledus loba ietekmes zonā, kvartāra biezums nepārsniedz 4 m (Lūse 2010). Teritorijas dienvidu daļā, Numernes vaļņa un Burzavas pauguraines pieguļošajā teritorijā, kvartāra nogulumu biezums vidēji sasniedz 5 līdz 10 m (Kvartāra biezuma karte, 1.5. B att.).



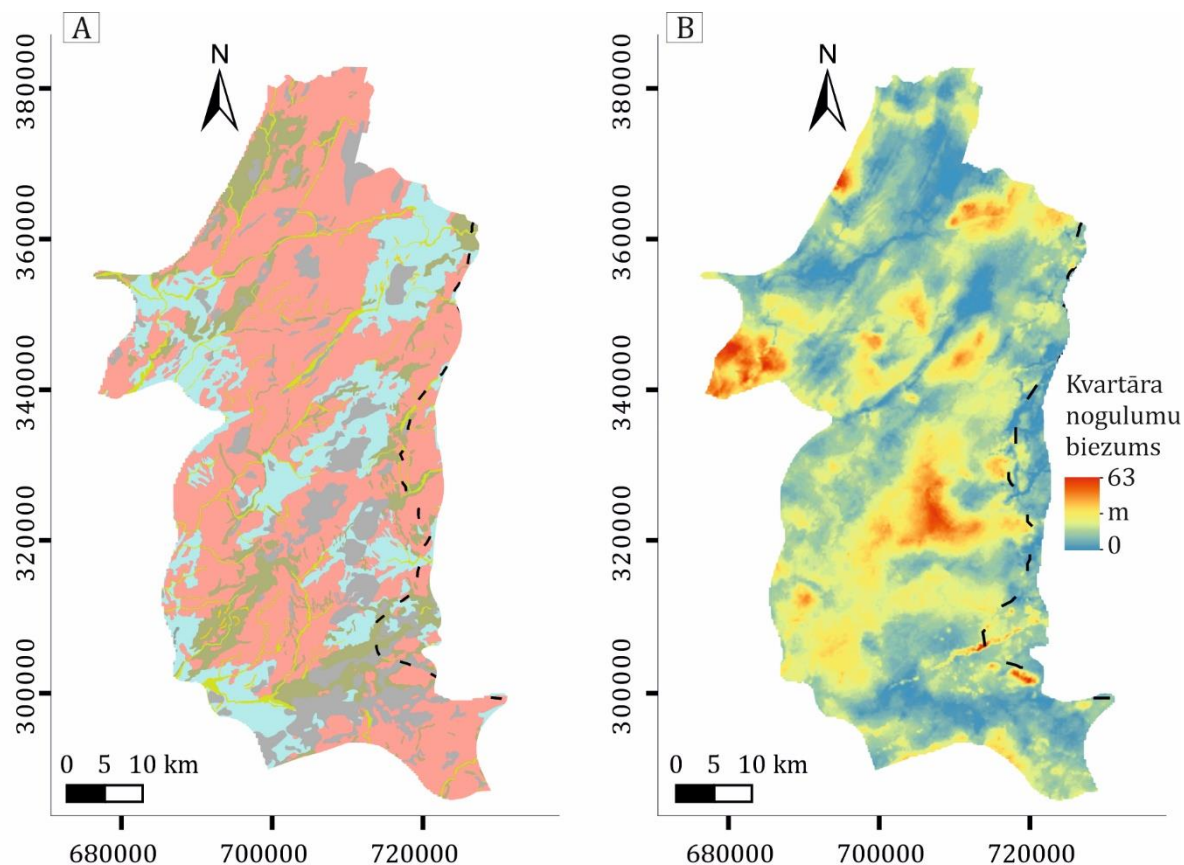
1.4. attēls. Atzeles pacēluma kvartāra nogulumu uzbūves shēma (autores pārveidots pēc Juškevičs u.c. 2002). *Apzīmējumi. 1 – kūdra; 2 – smilts; 3 – aleirīts; 4 – māls; 5 – smilts ar granti un oļiem; 6 – aleirītiska smilts, smilšains aleirīts; 7 – Latvijas svīta (ltv).*

Iepriekšējos gados pētījuma teritorijā veikti pētniecības darbi ģeoloģiskajai kartēšanai mērogā 1:200 000 (Juškevičs u.c. 2002, Mūrnieks 2002). Lai sastādītu kvartāra nogulumu ģeoloģisko karti, veikta aerofoto materiālu ģeoloģiskā dešifrēšana, precizējot dažādu nogulumu izplatības robežas un paaugstinot kartes detalitāti. Atzeles pacēlumā, teritorijas ziemeļos padomju laikā tika veikta teritorijas ģeoloģiskā kartēšana M 1:50 000 (Ginters 1975; Aleksans et al. 1988; Ginters 1988), bet lielmēroga kartēšanas darbi tika pārtraukti 1996. gadā finansējuma trūkuma dēļ.

Lielākajā pētījuma teritorijas daļā mūsdienu virsā atsedzas vēlā Vislas apledojuuma glaciģēnie – morēnas nogulumi (1.4. att.). Morēnu veido izskalota, irdena sarkanbrūna vai brūna mālsmilts ar palielinātu smilts, grants un oļu saturu, ar sakrokotiem starpmorēnu ieslēgumiem un devona iežu atrauteņiem (Juškevičs u.c. 2002). Morēnas biezums ir mainīgs, bet var sasniegt 40 piegulošo m augstieņu teritorijās.

Atzeles pacēlumā, lielā teritorijas daļā (1.4. att.; 1.5. A att.), morēnas nogulumus pārsedz ledus sprostezeru glaciolimniskie nogulumi, un īpaši tie ir izplatīti reljefa pazeminājumos. Sprostezeru nogulumus veido pārsvarā smalkgraudaina un aleirītiska smilts. Šo nogulumu

biezums, kurus veido māls vai smalkgraudaina smilts, bieži vien ar aleirīta un aleirītiskas smilts starpkārtām, reti pārsniedz 2 – 5 m. Vietām teritorijā glaciolimniskie nogulumu – māls, aleirīti un aleirītiska smilts ieguļ zem vēlākā laikposmā nogulsņiem ezeru nogulumiem (Juškevičs u.c. 2002).



**Apzīmējumi**

Pētījuma teritorija

*Deglaciācijas fāze:*

Linkuvas fāzes ledāja malas pozīcija

*Holocēns*

bQ<sub>4</sub> Purvu nogulumu. Kūdra

aQ<sub>4</sub> Aluviālie nogulumu. Smilts, grants, oļājs, aleirīts

*Augšpleistocēns: Latvijas svīta*

vQ<sub>3</sub> Eolie nogulumu. Smilts

gQ<sub>3</sub> Glacigēnie nogulumu. Morēnas mālsmilts un smilšmāls

lgQ<sub>3</sub> Glaciolimniskie nogulumu. Smilts, aleirīts, māls

fgQ<sub>3</sub> Glaciofluviālie nogulumu. Smilts, grants, oļājs

1.5. attēls. A. Kvartāra nogulumu izplatības karte (LVGD Kvartāra nogulumu karte). B. Kvartāra nogulumu biezuma karte. Izstrādājusi autore, izmantojot Popovs et al 2022 kvartāra biezuma modeli un ledāja malas veidojumu joslas (modificētas pēc Zelčs et al 2011).

Morēnas nogulumus daudzviet teritorijā pārsedz ledājkušanas ūdeņi vai jaunākie holocēna nogulumu. Glaciofluviālo nogulumu izplatība kvartāra nogulumu kartē (1.5. A att.), iespējams, liecina, kur to uzkrāšanās brīdī atradās ledāja malas pozīcija. Latvijas svītas

glaciofluviālie nogulumi teritorijā veido atsevišķas lēzenas vaļņveida reljefa formas. To sastāvā dominē dažādgraudaina smilts, bieži ar grants un oļu piemaisījumu vai starpkārtām. Nogulumu biezums pauguros var sasniegt 5 m, iespējams, pat 15 m. Atzeles pacēluma dienviddaļā uz lēzenā un pārpurvotā reljefa fona izdalās vairāki augsti masīvi, vaļņi un grēdas (Numernes valnis u.c.), kurus veido dislocēti glaciofluviālie nogulumi, kurus nereti pārklāj plāns morēnas slānis (Juškevics u.c. 2002). Teritorijas dienvidu daļā nelielās platībās sastopamie glaciofluviālie nogulumi veido atsevišķas nelielas osveida grēdiņas, piedaloties arī atsevišķu morēnas grēdveida formu uzbūvē. Līdz 5 – 6 m biezus nogulumus veido dažādu rupjuma slāņmija, vietām ar grants un oļu piejaukumu, retāk grants ar oļiem (Juškevics u.c. 2002).

Ievērojamas platības Atzeles pacēlumā aizņem purvi, kas izveidojušies reljefa pazeminājumos. Teritorijas dienvidu daļā kūdras biezums sasniedz 3 līdz 5 m (Juškevics u.c. 2002). Sprostezeru nogulumi vietām ir pārpūsti un veido iekšzemes kāpu areālus, īpaši Kupravas ciema apkārtnē, un teritorijas DR starp Bērzpils un Benislavas ciemu. Veiktie pētījumi Pērtupes teritorijā (Kalińska et al. 2020), kas ietver Eiropas smilšu joslas ziemeļu daļu (*European Sand Belt*), OSL datējumi uzrāda, ka kāpas ir veidojušās  $11.3 \pm 0.8$  ka. Nogulumu graudu mikroizpēte liecina, ka tie uzkrājušies periglaciālos apstākļos, kad teritorija bija atbrīvojusies no pēdējā apledošanas un kāpas veidojušās uzreiz pēc sprostezeru noplūšanas. LiDAR reljefa modeļa analīze liek domāt, ka kāpas ir izplatītas plašāk, nekā, piemēram, iezīmētie eolo nogulumu izplatības laukumi kvartāra nogulumu kartē (1.5. A att.). Daudzviet teritorijā vērojams, ka kāpu masīvi ir uzguldīti uz ledāja veidotajām reljefa formām, kas sarežģī šo reljefa formu kartēšanu un interpretāciju.

#### **1.4. Mūsdienu eksodinamiskie procesi**

Holocēnā un leduslaikmeta beigu posmā Atzeles pacēluma teritorijā uzkrājās ezeru, purvu, upju un eolie nogulumi, kas nelielās platībās pārklāj ledāja un tā kušanas ūdeņu nogulumus (1.5. A att.). Atzeles pacēluma teritorijā vērojamas vairākas mūsdienu ģeoloģisko procesu izpausmes, piemēram, pārpurvošanās, nogāžu noskalošanās un gravu erozija. Teritorijā nogāžu slīpums daudzviet pārsniedz  $6^\circ$ , kas veicina plaknisko un lineāro eroziju. Numernes vaļņa nogāzes daudzviet saposmo gravas, tomēr vairākums lineārās erozijas formas ir aprimušas sengravas, kā arī uz vaļņa virsmas, senajās glaciokarsta ieplakās, izveidojušies un stipri aizauguši nelieli augstie purviņi (DAPDP 2019).

Pārpurvošanās ir viens no visbiežāk sastopamajiem mūsdienu ģeoloģiskajiem procesiem Atzeles pacēluma teritorijā. Teritorijas pārpurvošanos veicina līdzenais reljefs un augstie gruntsūdeņu līmeņi. Pārpurvošanās procesi izteikti reljefa pazeminājumos starp līdzenumiem,

kur zemes virspusē atsedzas ūdens vāji caurlaidīgi nogulumi. Balvu novadā, kas ģeogrāfiski novietots Atzeles pacēluma rietumos, kopumā no visas teritorijas – 9,9 % aizņem purvi. Bolupes senielejas teritorijā vietām ir sastopams izteiksmīgs gravu saposmots reljefs, kā veidošanās attīstību ierosina patstāvīgas ūdensteces krastu veidojumu gravu lejtecēs (Balvi 2011).

Atzeles pacēlumā raksturīga noturīga ziema ar 25 – 35 cm biezu sniega segu (Balvi 2011). Gan Latgales, gan Vidzemes augstieņu stāvo pauguru nogāzēs, kuras nav nostiprinātas ar veģetāciju, un ņemot vērā iepriekš minēto nogāžu slīpumu, daudzviet stipru lietusgāžu, intensīvu sniega kušanu pavasaros un intensīvu nokrišņu laikā, veidojas nogāžu noskalošanās procesi, kā rezultātā var attīstīties augsnes erozijas procesi.

Vadoties pēc 1999. gadā izveidotās karsta procesu izplatības kartes (Levins un Buzajevs 1999), pētījuma teritorijā karsta risks sastopams DA daļā, Kārsavas apkaimē. Šajā teritorijā pamatiežu virsmu veido Daugavas svītas karbonātiskie ieži – galvenokārt dolomīti (Juškevičs u.c. 2002). Visticamāk, ka šie karsta procesi nav saistīti ar mūsdienās notiekošu dolomītu šķīšanu, bet gan ar paleokarsta procesiem, kas veidojušies senā pagātnē labvēlīgākos klimatiskajos apstākļos (Kalvāns 2018).

## 2. GLACIĀLĀS RELJEFA FORMAS

Reljefa formu telpiskā analīze ir viena no galvenajām metodēm, lai rekonstruētu paleo ledus lielplūsmu un dinamiku. Nodaļā apskatīta to glaciālo reljefa formu morfoloģijas, uzbūve, ģenēze un veidošanās apstākļi, kas identificētas pētījuma teritorijā. Ledus plūsmai paralēlas un šķērseniskas reljefa formas bijušo ledus lielplūsmu gultnēs tiek izmantotas gan kā ledus plūsmas virziena indikatori, gan kā ledus plūsmas stāvokļa diagnostikas kritēriji. Šādas reljefa formas ir flūtingi, drumlini, lielizmēra glaciālie lineamenti un rievotās morēnas (Dunlop, Clark 2006; Möller, Dowling 2018). Plaisu aizpildījuma grēdas galvenokārt veidojas zem pulsējošiem ledājiem un tiek izmantotas, lai identificētu ledājus, kas kādreiz ir pulsējuši (Evans et al. 2016). Ledājūdeņu reljefa formu izplatība sniedz liecības par deglaciācijas apstākļiem vēlā Vislas apledošanas laikā Atzeles pacēlumā.

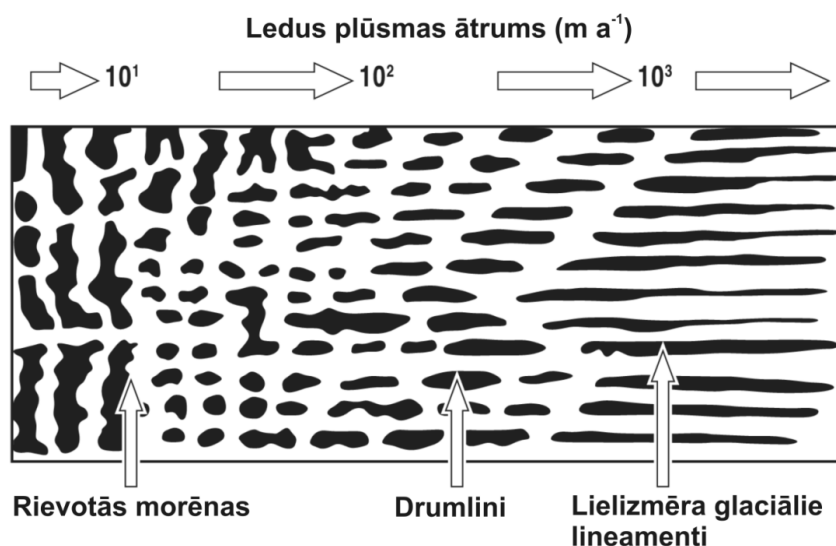
### 2.1. Subglaciālās (zemledāja) gultnes reljefa formas

Subglaciālās gultnes reljefa formas (angļu val. *subglacial bedforms*) veidojušās zem aktīvas, ātras ledus plūsmas (Evans et al. 2008; Benn un Evans 2010; Stokes et al. 2013; Greenwood et al. 2017). Šī grupa ietver gareniskus, šķērseniskus un neorientētus paugurus. Gareniskas formas ir plūdlīnijas formas, kas ir orientētas paralēli ledus plūsmas virzienam. Tās var iedalīt drumlinos, flūtingos, megaflūtingos un lielizmēra glaciālajos lineamentos (*turpmāk tekstā LGL*) un kopā veidojot glaciālos lineamentus. Šķērseniskas zemledāja formas lielākoties veido rievotās (ribotās) morēnas (Benn un Evans 2010).

Zemledāja gultnes reljefa formas atspoguļo galvenokārt ledāja plūsmas ātruma izmaiņas (2.1. att.). No ledāja plūsmas ātruma ir raksturīga šo reljefa formu morfoloģija. Pie mazākā ātruma veidojas rievotās morēnas, kas pāriet neregulāros pauguros, un pēc tam attīstās drumlini un vēlāk lielizmēra glaciālie lineamenti (Stokes et al. 2013 pēc Rose 1987).

J. C. Elī un līdzautori (Ely et al. 2016), veicot reljefa formu morfometrisko parametru salīdzināšanu (96 000 zemledāja reljefa formas), nonāca pie secinājuma, ka flūtingi veido atsevišķu kopumu ar noteiktu morfoloģiju, ko var atdalīt no pārējām plūdlīnijas reljefa formām. Savukārt drumlini un LGL veido vienu reljefa formu kopumu, kuru morfometriskie parametri pārklājas savā starpā. Tādējādi tos nevar atdalīt vienu no otra un abi veidojumi ir sastopami kopā. Atsevišķos gadījumos, atkarībā no ledus plūsmas rakstura un iežu tipa, būs sastopami drumlini vai LGL. Šķērseniskās reljefa formas – rievotās morēnas, veido atsevišķu populācijas klasi.

Veicot kvantitatīvu reljefa formu analīzi Laurentīdas ledusvairoga rietumu daļā, kur darbojās Dubonta ezera paleo ledus lielplūsma (Stokes et al. 2013), rezultāti uzrādīja, ka subglaciālās gultnes formas nav uzskatāmas par savrupām reljefa formu populācijām, bet veido subglaciālu reljefa gultnes formu kontinuumu jeb paraģenētisko rindu, kur reljefa formu morfoloģija mainās no dažādiem apstākļiem ledāja gultnē (gan no ātruma, gan nogulumiem u.tml.).



2.1. attēls. Subglaciālo gultnes reljefa formu nepārtrauktas ģenētiskās rindas shēma. No kreisās puses redzams mazākais plūsmas ātrums – no 10 m gadā, kas pieaug virzienā pa labi (Lamsters 2015 pēc Stokes et al. 2013).

### 2.1.1. Lielizmēra glaciālie lineamenti

Lielizmēra glaciālie lineamenti ir atklāti zem pleistocēna ledus lielplūsmām (Evans et al. 2008; Livingstone et al. 2012; Stokes et al. 2013; Greenwood et al. 2017), kā arī zem paleo-ledus plūsmām Antarktīdā (Livingstone et al. 2012) un zem ātrām mūsdienu ledus plūsmām Rietumantarktīdā (King et al. 2009). LGL telpiskā izplatība sniedz ieskatu par ledus plūsmu dinamiku un palīdz izprast mūsdienu ledus plūsmu izmaiņas. LGL ir garākās no plūdlīniju reljefa formām, sasniedzot  $\sim 10 - 100$  km, to platums var būt  $200 - 1300$  m un attālums starp reljefa formām no  $0,2 - 5$  km, un amplitūda no dažiem m līdz vairākiem 10 m (Stokes et al. 2013). Dubonta ezera teritorijā, Kanādā, LGL garums pieaug ledus plūsmas virzienā. Garākie un taisnākie lineamenti, līdz 20 km, ir veidojušies ledus lielplūsmas vidus zonā, kur ir bijis lielākais ledus plūsmas ātrums (Stokes et al. 2013). LGL, kas veidojušies zem Laurentīdas ledus vairoga, izplatīti teritorijās, kur pamatiežu virsmu veido nekonsolidēti, viegli deformējami nogulumu (Margold et al. 2015).

LGL veidošanās teorijas ir apskatītas dažādu pētnieku publikācijās, bet populārākās no tām ir aprakstījis K. D. Klarks (Clark 1993; Clark, Stokes 2003). Klasiskākā no teorijām, ka reljefa formas galvenokārt sastāv no deformācijas morēnas, kura ir tikusi pārvietota ledus plūsmas virzienā. Morēnas mobilitāte būs atkarīga no granulometriskā sastāva. Jaunāka teorija (Clark, Stokes 2003) balstās uz ideju, ka notiek zemledāja gultnes izvagošana ar ledus ķīļiem. Ledus bazālā daļa ir nelīdzena un ledus ķīļi daļēji erodē zemledāja gulti un izspiež nogulumus ledus plūsmas virzienā. Mūsdienas daži autori LGL dēvē par flūtingiem.

### **2.1.2. Flūtingi un megaflūtingi**

Tiek pieņemts, ka flūtingi ir reljefa formas, kas izveidojušās pie mūsdienu ledājiem un raksturo lokālu ledus plūsmas virzienu. Flūtingi ir raksturīgi salīdzinoši neliela augstuma apmītūdu. Pie Eijabakajokula (Schomacker et al. 2014) un Mūlajokula izvadledājiem Islandē (Jónsson et al. 2014) to augstums attiecīgi sasniedz 0,2 – 0,5 m un 1 – 2 m. Tās ir izteikti šauras, taisnas un paralēlas reljefa formas, kas stiepjas ledus plūsmas virzienā. Robeža starp flūtingiem un LGL ir cilvēka novilkta, tāpēc ļoti subjektīva, piemēram, pētījumos pie Vjedmas ezera Patagonijā (Ponce et al. 2019), zemledāja plūdlīnijas reljefa formas, kuru vidējais garums ir ap 1860 m un vidējais platums ir 104 m, šādas reljefa formas ir definētas kā megaflūtingi.

### **2.1.3. Drumlini**

Drumlini, tāpat, kā LGL ir reljefa formas, kas veidojas zem aktīvas ledus plūsmas, tāpēc to garenasis ir orientēta paralēli ledus plūsmas virzienam. Drumlini ir sastopami gan zem mūsdienu ledājiem, gan pleistocēna segledāju gultnēs, tostarp Latvijā (Zelčs, Dreimanis 1997; Lamsters 2012; Saks et al. 2012). Drumlini var veidoties arī pie mūsdienu pulsējošiem ledājiem, kā tas ir novērots pie Mūlajokula izvadledāja Islandē (Jónsson et al. 2014). Pie Mūlajokula ir sastopami vairāk nekā 110 drumlini, un to skaits palielinās, atkāpjoties ledāja malai.

Tradicionāli uzskata, ka drumlinu proksimālā daļa ir stāvāka un distālā daļa ir lēzenāka, izstieptāka un bieži vien spicāka (Benn un Evans 2010). Drumlini parasti ir 250 m līdz 1000 m gari, 120 līdz 300 m plati un reljefā to augstums ir no 0,5 m līdz 40 m (Ely et al. 2018). Lai izskaidrotu drumlinu iekšējo nogulumu struktūru, formu un izmēru, ir izstrādātas daudzas hipotēzes, idejas un konceptuāli modeļi, bet drumlinu veidošanās laiks vai sinhronitāte laukā joprojām nav izskaidrota un tas ir palicis zinātnieku plaši diskutēts jautājums.

Drumlinu “mīkla” ir uzskatāms piemērs tam, cik daudz vēl ir jāsaprot par ledus segas dinamiku un ledāja kustības mijiedarbību, nogulumu fizikālajām īpašībām – granulometriskais

sastāvs, ūdens caurlaidība, topogrāfiju, iežu sastāvu un to īpašībām, kā arī apstākļi ledāja – gultnes mijiedarbības zonā (Menzijs et al. 2018). Dž. Menzijs izdala galvenās veidošanās teorijas, kurās nozīmīgākie drumlinu veidošanās apstākļi ir ledāja un gultnes kontaktzona. Drumlini var veidoties, piemēram, kad ledāja gultnē mainās termālie apstākļi un samazinās ledājkūšanas ūdeņu aktivitāte. Viens no galvenajiem drumlinu veidošanās mehānismiem ir subglaciālās gultnes deformācija. Izmantojot ģeofizikālās metodes, mūsdienu Antarktīdas ledus lielplūsmu gultnē, tiek sniegts pierādījumus tam, ka drumlini un flūtingi var veidoties lokāli pārvietojot deformējamus zemledāja nogulumus (Benn un Evans 2010). Drumlini un flūtingi veidojas tajos iecirkņos, kur darbojas stiepes režīms un ir ātrāks plūsmas ātrums.

Drumlinu kodolu var veidot gan pamatieži, gan morēnas nogulumi, ar dažādām deformācijas struktūrām (krokas un uzbīdījumi). Latvijā sastopamajos drumlinos, Burtnieku drumlinu lauka pētījumos, drumlinu kodolus veido galvenokārt glaciotektoniski deformēti pleistocēna nogulumi, atsevišķās vietās sastopami kodoli, kuri sastāv no vāji cementētiem dislocētiem vidusdevona smilšakmeņiem (Zelčs, Dreimanis 1997).

#### **2.1.4. Rievotās (ribotās) morēnas**

Rievotās (ribotās) (angļu val. *ribbed moraine*) morēnas ir šķērseniskas grēdas, kas vērstas ledāja reģionālajam kustības virzienam. Tās ir veidojušās subglaciālos apstākļos zem aktīva ledāja plūsmas (Kleman, Hättestrand 1999; Trommelen et al. 2014; Putkinen et al. 2017). Rievotās morēnas veidojas, ja ledāja plūsmas ātrums ir <150 m/gadā (Dunlop et al. 2008). Rievotās morēnas mūsdienu reljefā sastopamas paleo segledāju klātajās teritorijās – Laurentīdu, Fenoskandijas un Īriju ledus vairoga klātajās teritorijās (Dunlop, Clark 2006; Möller 2010; Ošs 2013; Trommelen et al. 2014; Lamsters 2015; Putkinen et al. 2017;), kā arī atklātas Antarktīdā (Klages et al. 2013). Rogena tipa rievotās morēnas reizēm lieto kā sinonīmu visām rievotajām morēnām, bet biežāk to atzīmē kā īpašu rievoto morēnu tipu, kuru virsma ir drumlinizēta, kā tas ir rievotajām morēnām Zviedrijā. Rogena morēnas ledus plūsmas virzienā tiek pārveidotas par drumliniem. Grēdu “ragi” ir noliekti ledus plūsmas virzienā (Möller, Dowling 2018). Pie mūsdienu ledājiem rievotās morēnas nav vēl sastopamas, bet atsevišķās vietās, atkāpjoties ledājam, šīs formas sāk parādīties. Rievotās morēnas ir raksturīgas ledusvairogu centrālajiem rajoniem, kur ilgstoši ledāja gultnē ir bijis auksti bāzēts ledus (Möller 2006).

Rievoto morēnu morfoloģija ir ļoti atšķirīga. To veidi katrā teritorijā var atšķirties – tās var būt gan ieliekta, gan izliekta ledāja plūsmas virzienā, platas taisnstūrveida, blokveida, zarotas, robainas, paugurotas, režģveida, nepilnīgi izveidotas, lielizmēra, krusteniskas, šķērseniskas, riņķveida formas (Dunlop, Clark 2006; Klages et al. 2013; Ošs 2013; Lamsters

2015). To morfoloģija liecina, ka tās ir dažādas, bet galvenā pazīme, ka tās ir orientētas šķērseniski ledus plūsmas virzienam. Rievotās morēnas grēdas šķērsgriezumā gandrīz vienmēr ir asimetriskas, un ir tik pat iespējams, ka tām ir stāva proksimālā puse, kā stāva distālā nogāze. Starp grēdām ir vērojams regulārs attālums, kas parasti ir 300 – 1200 m, grēdu garums ir ļoti lielā amplitūdā – no 45 m līdz ~16 km, platums sasniedz 150 līdz 300 m un to augstums var sasniegt 10 – 30 m. Šādas morfoloģiskās īpašības ir līdzīgas visā grēdu areālā (Dunlop, Clark 2006; Möller 2010; Stokes et al. 2016). Rietumantarktīkā zem Rietumantarktikas ledus vairoga ir atklātas liela izmēra rievotās morēnas (Klages et al. 2013) un grēdu viļņa garums sasniedz ~ 4 km. Tās ir līdzīgas rievotajām morēnām, kas ir plaši kartētas pleistocēna segledāju gultnēs viscaur Ziemeļeiropā.

Pēc dažu autoru domām, rievotās morēnas tiek uzskatītas par poliģenētiskām reljefa formām, jo tās ir veidojušās mainoties ledus plūsmas virzienam (attīstījušās atsevišķās stadijās) un pārveidojot jau iepriekš izveidotas zemledāja reljefa formas, piemēram morēnas grēdas vai drumlinus (Stokes et al. 2016). Rievotās morēnas grēdas bieži ir drumlinizētas un tās ir izveidojušās ciešā asociācijā ar citām reljefa formām, piemēram ar flūtingiem, lielizmēra glaciālajiem lineamentiem un drumliniem. Iepriekš minētās asociācijas liek domāt, ka rievotās morēnas, flūtingi un drumlini veidojušies līdzīgos subglaciālajos apstākļos, bet ar atšķirīgiem dinamiskajiem nosacījumiem un/vai mijiedarbību starp ledāju un gultnes iežiem (Dunlop, Clark 2006; Stokes et al. 2008).

Rievoto morēnu sastāvs liecina, ka tās ir veidotas no ļoti dažāda materiāla (Dunlop, Clark 2006; Stokes et al. 2008; Möller 2010; Klages et al. 2013; Stokes et al. 2016) – zemledāja morēna, pasīva izkusuma morēna, deformācijas morēna, zemledāja izkusuma morēna, vidēji līdz rupjgraudaina morēna, oļi un laukakmeņi un citi. Rievoto morēnu uzbūvē dominē zvīņveida uzbīdījumi (Hättestrand, Kleman 1999). Visbiežāk tās veido materiāls, kas atrodas netālu no esošās reljefa formas, un bieži var iekļaut glaciotektoniskas struktūras. Latvijā rievotās morēnās sastāv no glaciotektoniski deformēta materiāla – pamatiežiem, senākiem ledāja un dažādas izcelsmes nogulumiem, bet galvenokārt no pēdējā apledojuma glaciģenajiem un glacioakvālajiem nogulumiem (glaciofluviāliem un glaciolimniskiem), un morēnās ir sastopamas glaciotektoniskās deformācijas, galvenokārt zvīņveida uzbīdījumi un atrauteņi, kā arī dažādas vilkšanas un nošķēluma krokas (Zelčs u.c. 2018a).

Rievotās morēnas ir viena no būtiskākajām liecībām par paleoglacioloģiskajiem apstākļiem, tāpēc to izplatībai un veidošanās mehānismiem ir jāpievērš tādi pati uzmanība kā plūdlīnijas zemledāja gultnes reljefa formām. To veidošanās teorijas ir dažādas un var būt atšķirīgas. Ir izstrādāti dažādi rievoto morēnu veidošanās mehānismi. Rievotās morēnas var

veidoties stiepes plūsmas apstākļos (Kleman, Hättestrand 1999), bet tās var veidoties arī kompresijas plūsmas apstākļos (Stokes et al. 2008).

K. Haterstrands un Dž. Klemans (Hättestrand, Kleman 1999) asociē rievoto morēnu veidošanos ar auksti bāzēta ledus nepieciešamību, bet viņu izstrādātā veidošanās teorija atsaucas jau uz esošo ideju – notiek sasaluša ledāja gultnes materiāla atkušana un saplaisāšana. Stiepes režīma apstākļos, sasalušais materiāls tiek trausli deformēts un veidojas rievotās morēnas. Bet M.S. Trommelens ar līdzautoriem (Trommelen et al. 2014) uzskata, ka auksti bāzēta gultne attiecas uz rievoto morēnu saglabāšanos nevis veicina to veidošanos. Veicot pētījumus ap ledus vairoga atkāpšanās centriem, gan Fenoskandijas ledus vairoga rietumu – centrālajā daļā, gan Laurentīdas ledus vairoga klātajā teritorijā – Kvebekā un Ņūfaundlendā, Kanādā, rievoto morēnu veidošanās tiek saistīta ar auksti un silti bāzēta ledus zonas migrāciju stiepes plūsmas apstākļos. Rievotās morēnas veidojās, saplaisājot un atkūstot sākotnējai sasalušai morēnas slāņkopai stiepes plūsmas rezultātā (Kleman, Hättestrand 1999). Rievotās morēnas varēja veidoties arī kompresijas plūsmas apstākļos. Piemēram, Dubounta ledus plūsmas gultnē, Kanādā, rievotās morēnas veidojās lokālos subglaciālos gultnes areālos, kur norisinājās gultnes ledus piesalšana pie gultnes, ledus plūsmas apņemšanas laikā vai uzreiz pēc tās, un stiepes plūsmai nomainoties uz kompresijas plūsmu (Stokes et al. 2008). Citi autori uzskata, lai veidotos rievotās morēnas ir nepieciešama silti bāzēta ledāja gultne (Stokes et al. 2016). Rietumantarktikā rievotās morēnas ir veidojušās zem lēni plūstoša ledāja (Klages et al. 2013), tāpat kā Ziemeļeiropā – Somijā (Putkinen et al. 2017) rievoto un paugurotu morēnu lauki attīstījās galvenokārt tajā ledāja daļā, kur tā plūsma bija lēna vai jau apīmusi.

Asnes tipa rievotās morēnas Dienvidzvidrijā (Möller 2010) veidojās ledāja malas priekšā, materiālam pasīvi izkūstot no stagnanta drupu materiāla bagāta ledāja. Ar drupu materiālu piesātinātais ledus veidojās starpposmā (vai starp) starp ledāju spiedienkušanas punktā (silti bāzēta gultne) un frontālo, ar gultni sakabināto ledāju (auksti bāzēta gultne), kur pastāvēja silti-sasalstoša gultne. Ar drupu materiālu piesātinātais ledus kompresijas plūsmas apstākļos tika sastumts šķērseniskās grēdās un iekļauts ledāja bazālajā daļā, veidojot rievoto morēnu iekšledāja protoformas, tādejādi noslēdzot morēnas grēdu veidošanās aktīvo fāzi. Iekšledāja morēnas protoformas izkusa no ledāja zem stabiliem virsledāja ablācijas apgabaliem, veidojot rievotās morēnas – pasīvā formveidošanās fāze. Vietās, kur nepastāvēja stabili virsledāja ablācijas apgabali vai kur ledāja bazālajā daļā nebija izveidojušās tik kontrolētas rievoto morēnu protoformas, izveidojās paugurotās morēnas (paugurots, nevis rievots reljefs) (Ošs 2013, pēc Möller 2010).

Latvijas teritorijā rievotās morēnas ir izplatītas Latvijas zemienēs un Kursas starplobu augstienēs, kas apliecina, ka Latvijā grēdas ir izplatītas arī Fenoskandijas ledusvairoga ārējās

zonas jeb segledāja perifērās segas iekšējos rajonos. Lai norisinātos rievoto morēnu veidošanās, nepieciešams, lai kvartāra, galvenokārt ledāja un tā kušanas ūdeņu, nogulumu segas vidējais biežums nepārsniedz 10 m, bet pamatiežu virsmu veido klinšaini un plātņaini nogulumieži, pārsvarā dolomīti, vai tie mijas ar šaurām mālaino un smilšaino nogulumiežu izplatības joslām. Rievoto morēnu nogulumu ģenēzi veido glaciotektoniski deformēts materiāls, galvenokārt pēdējā apledošanas glacigēnie un glacioakvālie (glaciofluviālie un glaciolimniskie) nogulumi. Grēdas ir relatīvi zemas ar nelielu attālumu starp tām (Zelčs u.c. 2018a). V. Zelčs (Zelčs u.c. 2018a), pamatojoties uz iepriekš veikto pētījumu rezultātiem – morfoloģijas, ģenēzes un telpiskā izvietojuma īpatnībām, Latvijā izšķir trīs rievoto morēnu morfoģenētiskos tipus – Degīra morēnas, Zemgales morēnas un Atzeles morēnas.

Degīra morēnas ir izplatītas konverģentā tipa ledāja zemienēs, īpaši izteiktas Kursas zemienes pārejas joslā uz Austrumkursas augstieni. Degīra morēnas ir subparalēlas, gandrīz regulāri izvietotas grēdu virknes, un attālums starp grēdām pārsniedz to platumu. Grēdu augstums ir dažī metri līdz 8 – 10 m, platums 50 – 100 m, bet garums sasniedz 300 – 800 m. Grēdu iekšējo uzbūvi veido komplicētas zvīņveida uzbūvējuma struktūras no glacigēnajiem un ledājkūšanas ūdeņu nogulumiem, un bieži sastopami nelieli māla, aleirolītu vai smilšakmens atrauteņi, ievilkuma tekstūras un plānas, dažādas krāsas morēnveidīga materiāla joslas. Drīz pēc to izveidošanās Degīra morēnas grēdas ir pārklājuši ledāja sprostezera ūdeņi, par ko liecina glaciolimnisko nogulumu segkārtā virs morēnu grēdiņām zemienes pazeminātajā daļā (Zelčs u.c. 2018a).

Lai gan Latvijā Degīra morēnas līdz šim tikušas klasificētas kā rievotās morēnas, citur pasaulē uzskata, ka Degīra morēnas ir ikgadējās gala morēnas, kas neveidojas zemledāja apstākļos, bet gan ledāja malas apstākļos, kad tā atradusies baseinā (jūrā vai pieledāja ezerā). Šādos apstākļos tiek sakrokots ledāja gultnes materiāls proksimālajā nogāzē, veidojot zvīņveida uzbūvējumus, kur uzkrājas materiāls no atlūzu joslām bazālajā ledū. Bieži vien distālā nogāze sastāv no materiāla, kas tiek izgulsnēts kā izneses konuss, vai kā glaciofluviāls materiāls (Kotilainen et al. 2012). Līdz ar to Degīra morēnas nevar uzskatīt par rievoto morēnu paveidu. Latvijā Degīra morēnas, kuras izvietojušās Kursas zemienē un Austrumkursas zemienē, jaunākajos pētījumos (Lamsters et al 2021) tiek klasificētas par plaisu aizpildījuma grēdām.

Zemgales rievotās morēnas sastāv no divām krustenisku grēdu sistēmām. Galveno grēdu sistēmu veido ledāja reģionālās plūsmas virzienam šķērseniski orientētas grēdas un to kores ir izliektas ledāja distālajā virzienā. Otru grupu veido grēdas, kas ir drumlinu palikšņi un tās ir stieptas paralēli ledāja kustības virzienam. Atšķirības starp šīm divām sistēmām ir grēdu garumi, kur attiecīgi pirmās ir līdz 6 km garas, 10 – 300 m platas, bet otrās veido grēdas ar garumu līdz 0,8 – 1,2 km, bet platums sasniedz 300 m (Zelčs u.c. 2018a). Zemgales rievotās

morēnas ir izplatītas Upmales paugurlīdzenumā un veidojušās Ziemeļlietuvas oscilācijas fāzes deglaciācijas laikā (Lamsters 2015), ledājam pakāpeniski aprimstot virs drumlinu lauka, pārveidojot sākotnējo drumlinu sastāvu, un aktīvā un aprimušā ledus kontaktzonā veidojot šķērseniskas grēdas no ledāja gultnes materiāla (Zelčs u.c. 2018a). Līdz ar to rievotās morēnas var pārklāties ar citām reljefa formām, kā tas ir Upmales paugurlīdzenumā, kur grēdas mēdz būt uzguldītas virs drumliniem, vai vietām rievoto morēnu grēdas šķērso asi. Reljefa formu veidojošais materiāls ir transportēts no blakus teritorijas, proksimālā virzienā izvietotajām atrauteņu un izspiedumu ieplakām, līdz ar to rievotās morēnas uzbūvē dominē glaciotehtoniskās deformācijas, kuras veido galvenokārt zvīņveida uzbīdījumi un citas sīkākās plastiskas un trauslas deformācijas struktūras. Grēdas kodols var sastāvēt no deformētiem glacioakvāliem nogulumiem, kur konstatēti arī morēnas nogulumi (Ošs 2013; Lamsters 2015).

Atzeles tipa rievotās morēnas ir izplatītas Austrumlatvijas zemienē, kur tās ir izvietotas uz megaflūtingu nogāzēm, šķērsojot ielejveida pazeminājumus starp flūtingiem, purvu un ezeru reljefā parādās kā iegareni salveida ciļņi. Grēdas izliecas ledāja kustības virzienā, bet atsevišķas grēdas ir taisnas, kurām raksturīga asimetrija to šķērsprofilos. Grēdu garums ir 300 – 500 m, platums ap 50 – 100 m, bet relatīvais augstums 2 līdz 8 m. Tās ir pārtrauktas, zemas, šauras, neregulāri izvietotas, jo vietām ir cieši satvinātas. Atzeles morēnas ir veidotas no cieši saspīestām krokām, kuras noliektas ledāja kustības virzienā. Proksimālajā nogāzes daļā vērojami zvīņveida uzbīdījumi, kas sastāv no morēnas, retāk glaciofluviāliem nogulumiem, nelieliem lokālmorēnas blāķiem vai nelieliem pamatiežu atrauteņiem. Stuburovas un Baltinavas apkārtnē atsevišķi grēdu fragmenti ir veidoti no karbonātiežu, māla vai smilšakmens atrauteņiem. Atzeles morēnas ir veidojušās vēlāk nekā flūtingi – ledus plūsmām pakāpeniski aprimstot starpflūtingu pazeminājumos (Zelčs u.c. 2018a). Šajā pētījumā Atzeles rievotās morēnas ir interpretētas kā plaisu aizpildījuma grēdas.

## 2.2. Plaisu aizpildījuma grēdas

Pirmās publikācijas par plaisu aizpildījuma grēdām tika publicētas 1929. gadā pēc Hamburgas-Špicbergenas ekspedīcijas. 1927. gada vasarā vācu profesors Karls Grips ar komandu veica ekspedīciju Špicbergenā (*Svalbārā – autor. piez.*), kur pētīja terminālo gala morēnu veidošanās apstākļus. K. Grips morēnu grēdu tīklus ar stāvām nogāzēm interpretēja kā zemledāja aizpildījumus, kas veidojušies pilna dziļuma plaisās. Morēnu grēdas izkusa no ledus, tā priekšā, kad norisinājās ledāja atkāpšanās (Yehoshua 2017 citēts Gripp 1929). Mūsdienās šie ledāji tiek klasificēti kā pulsējoši ledāji (Jiskoot 2000). Pulsējošiem ledājiem (angļu val. *surgin glacier*) ir raksturīgas cikliskas plūsmas ātruma fluktuācijas. Tiem ir raksturīga ātra plūsmas

fāze jeb uzplūdi (angļu val. *surge*), kas ilgst dažus mēnešus līdz gadus. Savukārt lēnas plūsmas (angļu val. *surge*) jeb stabilizācijas (miera) fāze ilgst 10 līdz 100 gadus vai līdz pat 500 gadiem (Benn un Evans 2010).

P. Džonsons (Johnson 1975), aprakstot morēnu grēdas Donjeka (angļu val. *Donjek*) ledāja priekšā Jukonas teritorijā Kanādā, ir pirmais, kas lietojis terminu “plaisu aizpildījumi”. Viņš novēroja, ka grēdu orientācijas virziens ir līdzīgs ar virsledāja plaisu virzieniem, kā arī to, ka plaisu aizpildījumi ir veidojušies, ablācijas atlūzu materiālam uzkrājoties aprimuša ledāja atvērtajās plaisās pēc pēdējā uzplūdu perioda.

Pagājušā gadsimta astoņdesmitajos gados, Eijabakajokula izvadledāja malas priekšā, pirmo reizi tika veikti detāli plaisu aizpildījumu pētījumi (Sharp 1985). M. Šarps izveidoja modeli, kas izskaidroja, ka intensīva plaisu veidošanās uzplūdu laikā un saplaisājuša ledus stagnācija starp uzplūdiem, rada īpaši labvēlīgus apstākļus plaisu aizpildīšanai ar zemledāja morēnas materiālu. Plaisu aizpildīšanos ar zemledāja materiālu veicināja lokālā ledāja slodze, kas izraisīja augstu bazālo ūdens spiedienu. Augstā ūdens spiediena rezultātā, zemledāja morēna tika sašķidrināta, kas veicināja materiāla iespiešanos plaisās. M. Šarps uzskatīja, ka, iespējams, zemledāja morēna, kas veidoja plaisu grēdas pie Eijabakajokula ledāja, ir sablīvējuma morēnas materiāls, kas ir raksturīgi pulsējošiem ledājiem (Sharp 1985).

Mūsdienās iepriekš minētās reljefa formas tiek sauktas par plaisu aizpildījuma grēdām (angļu val. *crevasse-squeeze ridges* vai *crevasse fill ridges*). Pēdējās desmitgades laikā ir pievērsta paplašinātāka uzmanība šīm reljefa formām, bet joprojām nav skaidrs, vai tās veidojušās tikai viena procesa rezultātā. Plaisu aizpildījuma grēdas ir novērotas pie mūsdienu pulsējošiem ledājiem Islandē (Sharp 1985; Bennett et al. 2009; Evans et al. 2007; Kjær et al. 2008; Jónsson et al. 2014; Schomacker et al. 2014), Svalbārā (Evans, Rea 1999; Christoffersen et al. 2005; Farnsworth et al. 2016; Yehoshua 2017;) un Kanādā (Johnson 1975), kā arī seno segledāju klātajās teritorijās – Jaunzēlandē (Sutherland et al. 2019), Patagonijā (Ponce et al. 2019), Antarktīdā (Klages et al. 2013), kā arī Laurentīdu (Ankerstjerne et al. 2015; Cline et al. 2015; Evans et al. 2016) un Fenoskandijas (Greenwood et al. 2016; Lamsters et al. 2021; Szuman et al. 2021) ledus vairogu klātajās teritorijās. Ģeometriski grēdu tīkli ir novēroti arī jūras gultnē, piemēram Barenta jūrā (Kurjanski et al. 2019) un Botnijas līcī (Greenwood et al. 2016).

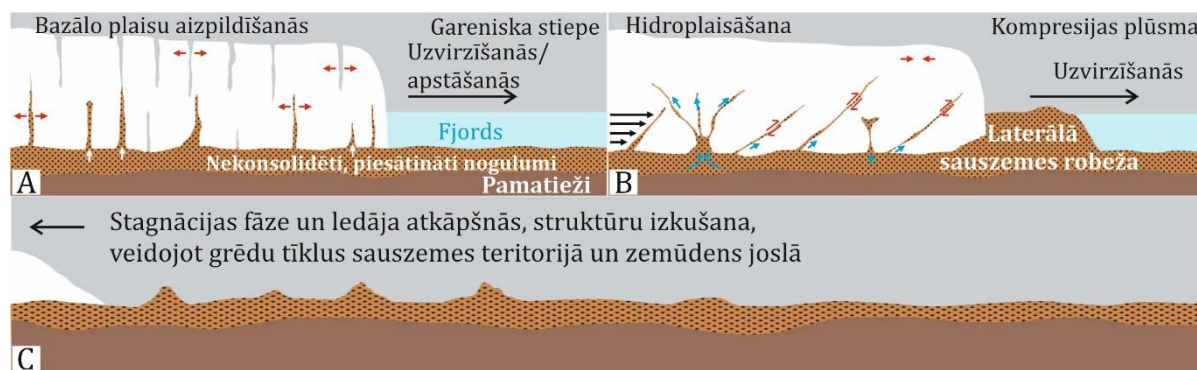
Plaisu aizpildījuma grēdas veido ģeometriskus grēdu tīklus, tāpēc tās reizēm dēvē par ģeometriskiem grēdu tīkliem (angļu val. *geometric ridge networks*), uzsverot to sakārtojumu nevis ģenēzi. Tās sastāv no lineārām, ieslīpām, pārtrauktām grēdām (Sutherland et al. 2019) un novietotas šķērseniski, ieslīpi pret ledus plūsmu (Evans et al. 2016; Ponce et al. 2019). Pie mūsdienu pulsējošiem ledājiem, Islandē (Sharp 1985; Jónsson et al. 2014; Schomacker et al.

2014) un Svalbārā (Yehoshua 2017), vidējais grēdu augstums ir 2 līdz 4 m, bet var sasniegt arī 10 m, kā tas novērots pie Trighamna izvadledāja Svalbārā. Grēdu garumi variē vidēji no 35 m (Svalbārā) līdz vairākiem simtiem m pie Mūlajokula (Jónsson et al. 2014) un Eijabakajokula izvadledājiem Islandē (Sharp 1985; Schomacker et al. 2014). Grēdu platumi ir no 1 m līdz 10. Plaisu aizpildījuma grēdas, kas identificētas paleo-segledāju klātajās teritorijās, vidējais augstums sasniedz 1 – 2 m (Evans et al. 2016; Kurjanski et al. 2019; Ponce et al. 2019; Sutherland et al. 2019; Lamsters et al. 2021). Plaisu aizpildījuma grēdu garumi var sasniegt 80 m Patagonijā (Ponce et al. 2019) līdz 558 m Īrijā (Delaney et al. 2018), savukārt grēdu vidējais platumš svārstās no 23 m līdz 100 m. Rietum Antarktīdā identificētas grēdas, kuru garums sasniedz pat 6 km (Klages et al. 2013). Antarktīdā novērotās reljefa formas veido simetriskas plaisu grēdas, kas pārklāj lielizmēra rievotās morēnas, kas nepārprotami norāda, ka reljefa formas ir veidojušās vēlākā stadijā (Klages et al. 2013). Šo grēdu ģeometrija, telpiskā orientācija un slīpuma leņķu simetrija pēc autoru teiktā atbilst plaisu aizpildījuma grēdām, kas ir veidojušās bazālajam materiālam iespiežoties zemledāja plaisās. Pie Bruarjokula un Eijabakajokula ledājiem Islandē plaisu grēdas pārklāj flūtingu bazālo morēnu, kas liecina, ka tās ir veidojušās pēc vai vienlaicīgi ar flūtingiem (Benn un Evans 2010). Bazālajām plaisu aizpildījuma grēdām vajadzētu atsegties tikai vietās, kur bijušās virsledāja atlūzas bija ļoti plānā kārtā, pretējā gadījumā deglaciācijas laikā zemas amplitūdas grēdas tiktu apraktas (Benn un Evans 2010).

Plaisu aizpildījuma grēdas galvenokārt sastāv no zemledāja morēnas un galvenā veidošanās teorija (Lovell et al. 2015), ka uzplūdu beigu fāzē vai tūlīt pēc uzplūdu apstāšanās, kad ledājā ir izveidojušās, galvenokārt šķērseniskās plaisas ekstremālas, gareniskas stiepes rezultātā, zemledāja materiāls, kas ir piesātināts ar ūdeni, tiek iespiests zemledāja plaisās (2.2. A att.). Lai grēdas saglabātu savu formu, nepieciešams, lai ledājs salīdzinoši ātri apstātos un nenotiktu aktīva, atkārtota uzvirzīšanās vai nenorisinātos aktīva atkāpšanās, bet lai notiktu ledāja stagnācija uz vietas, un ledus kušana no virsmas. Plaisas ledāja malā var izveidoties visa ledus biezumā, bet ledāja ķermenī, tālāk no tā malas, veidosies galvenokārt bazālās plaisas. Būtisks faktors plaisu veidošanās stadijā ir hidroplaisāšana (2.2. B att.). Palielināta spiedien ūdens ietekmē zem ledāja tiek sekmēta lokāla plaisu veidošanās. Pēc tam šīs lokālās plaisas tiek aizpildītas ar zemledāja materiālu. Plaisas ir vērstas subvertikāli, kā arī ledāja kustības virzienā un pretēji tam, un tās parasti ir šaurākas. Pēc ledāja atkāpšanās, reljefa formas izkūst no ledāja, veidojot grēdu tīklus gan sauszemē, gan zem ūdens ja ledāja mala ir beigusies jūrā vai baseinā (2.2. C att.) (Lovell et al. 2015; Yehoshua 2017).

Pamatojoties uz pētījumu rezultātiem un novērojumiem pie pulsējoša Svalbāras ledāja, un atsaucoties uz iepriekš veiktiem pētījumiem, ir izveidots jauns konceptuāls modelis, lai

izskaidrotu plaisu aizpildījuma grēdu veidošanos (Yehoshua 2017). Pirmajā fāzē veidojas kinētiskais ledus masas vilnis, kas pārvietojas ledāja malas virzienā. Virs ledus masas viļņa, galvenokārt raksturīgs stiepes režīms, kur veidojas šķērseniskas plaisas, bet tieši viļņa priekšā, galvenokārt dominē spiedes jeb kompresijas režīms. Šajā zonā starp aktīvi plūstošu ledu un stagnantu ledu var veidoties arī uzbīdījumi un sanesu materiāls no zemledāja pozīcijas var tikt inkorporēts ledājā gar šīm uzbīdījuma plaknēm. Nākamajā fāzē, kad ledus vilnis ir aizvirzījies ledāja malas virzienā, aiz tā sāk veidoties gareniskas stiepes režīms, un tas ir brīdis, kad ledājā sāk veidoties bazālā plaisāšana. Ledāja gultnē ir paaugstināts porūdens spiediens, kas veicina hidroplaisāšanu un dobumu veidošanos, kurus uzreiz aizpilda zemledāja materiāls. Pēc ledus viļņa pārvietošanās turpinās ledus uzplūdi un stiepes režīms. Paaugstinoties porūdens spiedienam, notiek ledāja atkabināšanās no gultnes un pieaug hidroplaisāšana – bazālo plaisu paplašināšanās un turpinās to aizpildīšanās ar sanesu materiālu. Nākamajā etapā ledājs pēc uzplūdiem ir kļuvis stagnants. Notiek ūdens spiediena samazināšanās ledāja gultnē. Norisinās ledāja sakabināšanās ar gultni un plaisas piepildās ar sanesu materiālu, un var sākties ledāja stagnācija, kušana un atkāpšanās. Pēc tam norisinās stagnanta ledus kušana, vairs nenorisinās nekādi aktīvi procesi, kas varētu veidot reljefa formas. Pieledāja teritorijā pamazām sāk atsegties plaisu aizpildījuma grēdas. Iekšledāja sanesu materiāls, kurš ir bijis inkorporēts uzbīdījumu plaknēs un hidroplaisās var arī tikt erodēts ar ledājkūšanas ūdeņu straumju plūsmām (Yehoshua 2017).



2.2. attēls. Plaisu aizpildījumu grēdu veidošanās ledāja uzplūdos. **A.** Gareniskas stiepes režīmā, kur plaisas aizpildās ar nekonsolidētiem un piesātinātiem nogulumiem. **B.** Spiedes plūsmas režīmā hidroplaisāšanas rezultātā. **C.** Ledāja atkāpšanās pēc uzplūdiem (ar autores papildinājumiem, pēc Lovell et al. 2015).

### 2.3. Laterālās bīdes morēnas

Terminu “laterālās bīdes morēnas” (angļu val. *lateral shear moraines*) kvartārģeoloģijā un ģeomorfoloģijā ieviesa A. Daiks un T. Moriss (Benn, Evans 2010, citēts Dyke un Moriss 1988), lai aprakstītu garus grēdu kompleksus ātras ledus plūsmas sānu malā, kas veidojas bīdes kontaktzonā starp silti bāzētu ledus gultni, kur norisinājās ātra ledus plūsma un auksti bāzētu gultni, kur atradās stagnants vai lēni plūstošs ledus.

Reljefa formas, kas veidojušās pie ātri plūstošu ledus malu zonām dēvē par ledus lielplūsmu laterālajām morēnām (angļu val. *ice stream lateral moraines*), kur iespējams izdalīt divus tipus: ledus lielplūsmu laterālās (sānu) bīdes morēnas (angļu val. *ice-stream lateral shear-moraines*) un ledus lielplūsmu laterālās marginālās morēnas (angļu val. *ice-stream lateral marginal-moraines*). Ledus lielplūsmu laterālās bīdes morēnas ir līdz 3,5 km platas un līdz 60 m augstas. Tām ir konstants platums, augstums un šķērsriezuma laukums visā to garumā. Laterālās bīdes morēnas veidojas subglaciālos apstākļos bīdes zonā starp ledus lielplūsmu un lēni plūstošu ledu (Batchelor, Dowdeswell 2016).

Otrā tipa marginālās morēnas ir līdz 50 km platas un līdz 300 km augstas. Tās ir identificētas tikai šelfa nogāzē. Laterālajām marginālajām morēnām raksturīgs platuma un augstuma pieaugums, kā arī distālā nogāze kļūst stāvāka jūras virzienā. Tās veidojas sānu robežzonā starp ledus lielplūsmu un teritoriju, kas ir brīva no ledus. Tādejādi, tās nav subglaciālas, bet gan marginālas reljefa formas. Iespējams, ka sānu marginālās morēnas veidojās pēc lēni plūstoša ledus izzušanas lielplūsmas sānu daļā, kamēr tās centrālajā daļā joprojām darbojās aktīva ledus plūsma (Batchelor, Dowdeswell 2016).

Ledus lielplūsmu laterālās morēnas ir svarīgs ģeomorfoloģisks indikators, lai noteiktu paleo-ledus loba (mēles) plūsmas atrašanās vietu konkrētā laikā un ledāja dinamiku, kā arī tās ļauj izdarīt secinājumus par apstākļiem, kas saglabājās aiz ledus loba sānu malām (t.i., lēni plūstošs ledus vai teritorija brīva no ledus). Laterālās bīdes morēnas veidojas bīdes zonā starp ātri plūstošu ledus lielplūsmu un lēni plūstošu ledus daļu (Batchelor, Dowdeswell 2016). Laterālās marginālās morēnas (Stokes, Clark 2002) iezīmē bīdes zonu starp ātri un lēni plūstošu ledu, un var sakrist vai nesakrist ar straujām bazālā termālā režīma izmaiņām. Turpretim, laterālās bīdes morēnas iezīmē robežu starp auksti bāzētu un silti bāzētu ledu, bet ne vienmēr norāda uz ledus plūsmas sānu robežu.

Laterālās bīdes morēnu veidošanās mehānismi ir dažādi, bet līdz galam nav skaidrs, kas ir galvenais veidojošais mehānisms, kas veicina nogulumu nokļūšanu līdz ledāja sānu malai. Zinātniskajā literatūrā (Batchelor, Dowdeswell 2016) tiek piedāvāti vairāki veidošanās mehānismi, piemēram atšķirīgs erozijas ātrums dažādās segledāja gultnes daļās. Ledus

lielplūsmām ir lielāks ledus plūsmas ātrums, kas ļauj efektīvāk erodēt gultni, kā tas ir ledus vairoga reģionos ar lēnāk plūstošu ledu starp lielplūsmām. Tāpēc tiek uzskatīts, ka laterālās bīdes morēnas ir erozijas “paliekas”, kas saglabājušās pie ledus lielplūsmu sānu robežām. Respektīvi, nogulumi ir tikuši erodēti un transportēti zem aktīvas ledus lielplūsmas, bet saglabājušies relatīvi nepārveidoti teritorijās starp ledus lielplūsmām. Tomēr šis mehānisms nespēj izskaidrot, kāpēc laterālās morēnas parasti ir augstākas kā blakus esošais reljefs aiz ledus lielplūsmas robežas. Citā iespējamā veidošanās mehānismā tiek uzsvērtā nogulumu šķirošanas loma, kas balstās uz atšķirīgu erozijas konceptu starp ledus plūsmu un starp ledus plūsmu vietām.

Tiek piedāvāta arī ideja (Batchelor, Dowdeswell 2016), ka laterālās bīdes morēnas ir veidojušās zem ledāja atvieglotas akumulācijas rezultātā gar ledus lielplūsmu laterālajām malām. Šī atvieglotā akumulācija var tikt saistīta ar paaugstināto virsledāja kušanu lielplūsmas malā un bazālo kušanu bīdes zonās, kā arī ar zemledāja ūdens spiediena gradientu, kurš sekmē ūdens piegādi virzienā uz lielplūsmas sānu malu. Nogulumu piegāde notiek slīpi pret ledus plūsmas virzienu. Šī ideja saistās arī ar to, ka visas laterālās morēnas ir atrastas gar diverģentām ledus lielplūsmām.

Latvijā laterālās bīdes morēnas galvenokārt ir sastopamas Austrumlatvijas zemienē, Kursas zemienes malā (Lamsters et al. 2021), un arī Kurzemē, gar Apriķu ledus mēli (Saks et al. 2012). Pēc V. Zelča (Zelčs u.c. 2018b) teiktā “pieskarspriegumu pieaugums konsekventā tipa zemieņu un glaciostrukturāli akumulatīvo augstieņu pārejas joslā sekmēja bīdes zonu un ledus plaisu veidošanos Lubāna ledus loba sānos. Tajās uzkrājās ledājūdeņu un morēnas nogulumi, kurus zemienes pusē bieži vien deformēja aktīvais ledus”, šādos apstākļos bīdes zonā izveidojās Numernes un Strūžānu laterālās bīdes morēnas. Laterālās bīdes morēnas, kuras izveidojās aktīva ledus bīdes zonā gar atšķēlušos aprimuša ledus lauku, ģenētiski pieder frontālajiem ledus kontakta veidojumiem, kaut gan šo reljefa formu garenasis ir stieptas ledus plūsmas virzienā (Zelčs u.c. 2018a).

Agrāk laterālās bīdes morēnas tika sauktas par osiem, jo to ģenēze ir līdzīga šīm reljefa formām, jo galvenokārt tās veido glaciofluviālie nogulumi, kas ir glaciotektoniski deformēti. Glaciolimniskie un morēnas nogulumi parasti šajās reljefa formās Latvijā sastopami mazāk. Tās visbiežāk ir paralēlas ledus plūsmas virzienam. Grēdu vidējais garums ir 10 līdz 20 km, platums no 0,5 līdz 1,5 km un augstums var sasniegt 20 līdz 50 m. Tām ir konstants platums, augstums un šķērsriezuma laukums visā to garumā. Atsevišķos gadījumos reljefa formu relatīvais augstums palielinās gala (terminālās) morēnas virzienā, tomēr lielākoties tas novērojams šo vaļņu un grēdu vidusdaļas paplašinājumos. Laterālās bīdes morēnas atspoguļo ledus lobu laterālo dinamiku un sarukšanu deglaciācijas laikā (Zelčs u.c. 2018a).

## 2.4. Osi

Osu izplatība zem paleo segledāju gultnēm sniedz iespēju izprast mūsdienu Grenlandes un Antarktīdas ledus vairogu iespējamo reakciju uz turpmāku kušanu (Storrar et al. 2019), un sniedz norādes, lai izprastu paleoglacioloģiskos procesus (Dewald et al. 2022) un to, cik daudz zemledāja kušanas ūdeņi drenējas zem mūsdienu ledus vairogiem (Menziēs et al. 2018).

Osi ir ledājkušanas ūdeņu veidotas reljefa formas, kas var veidoties dažādās pozīcijās – gan zemledāja, gan iekšledāja, gan arī virsledāja apstākļos. Osi, kas veidojušies zemledāja tuneļos sniedz zināšanas un izpratni par ledāja un ledus lielplūsmu dabu un attīstību. Tuneļielejas ir izplatītas ledāja malas zonā, kur ledāja mala var būt piesalusi pie gultnes, savukārt tālāk var būt izplatītas plūdlīnijas reljefa formas (Benn un Evans 2010). Osi raksturo bazālo kušanas ūdeņu drenāžas ceļus netālu no ledus malas zonas (Benn un Evans 2010).

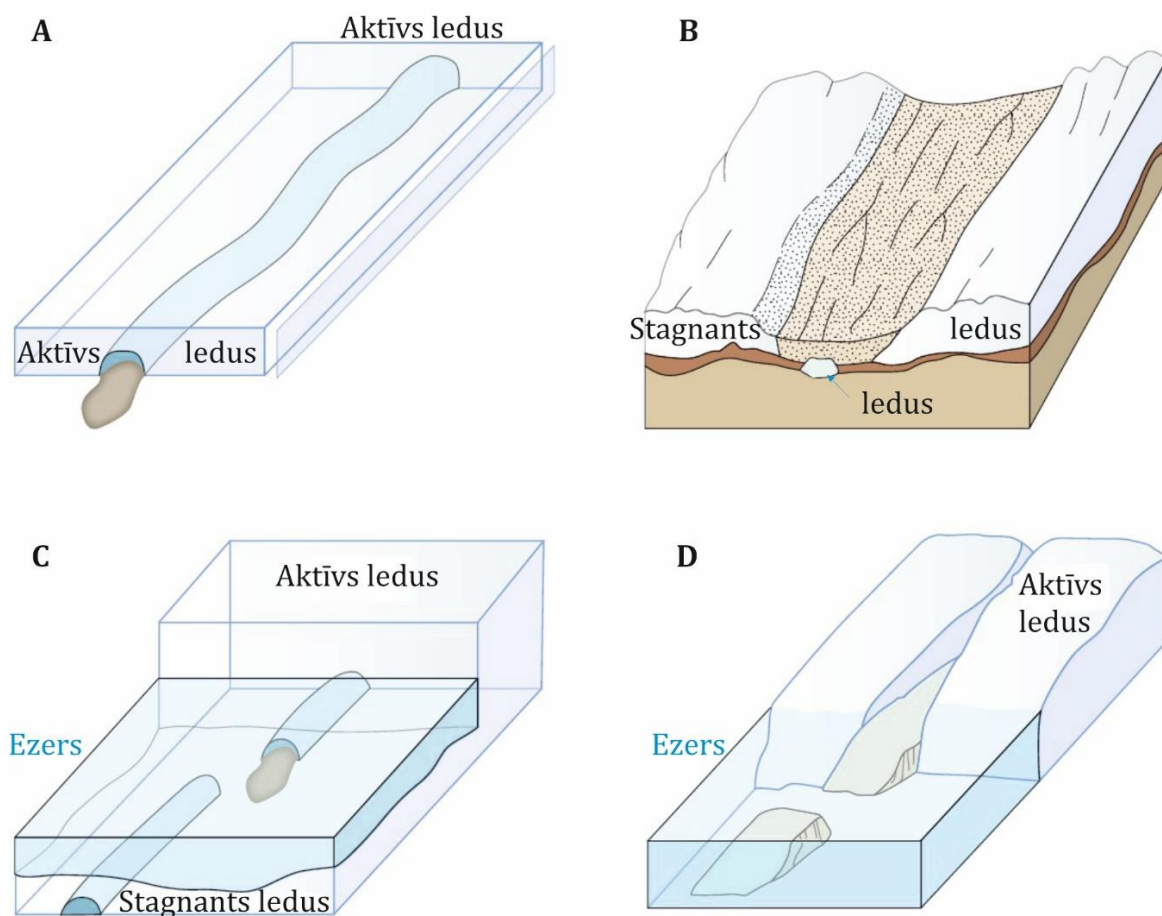
Osus veido šauras, taisnvirziena vai līkumotas vaļņveida formas ar stāvām nogāzēm, bet morfoloģiski ir sastopami ļoti atšķirīgi veidojumi, kas var stiepties garu vaļņu veidā, pauguru virknēs, var zaroties, paplašināties vai sašaurināties (Menziēs et al. 2018). Osu morfoloģija ir ļoti dažāda, bet lielāko nepārtrauktu osu segmentu garums maksimāli var sasniegt vairākus 100 km, to augstums sasniedz vairāk kā 50 m un to platums var sasniegt vairākus km. Osiem ir raksturīgas stāvas nogāzes –  $20^{\circ}$  –  $40^{\circ}$ . Osu kores daļa parasti ir ļoti šaura, daži m, bet vietām ir vērojami lokāli kores daļas paplašinājumi un tā kļūst plakana. Bieži osos ir sastopamas glaciokarsta ieplakas (Benn un Evans 2010).

Osi parasti sastāv no dažādu fāciju nogulumiem, šķirota aleirīta, smilts, grants un dažāda izmēra laukakmeņiem līdz pat diamiktoniem. Nogulumu pienesuma daudzumu un izmaiņas ietekmē tuneļa sabrukšana vai tā formas izmaiņas, vai arī nomainās straumes pozīcija un tās izmērs (ātrums) (Benn un Evans 2010).

Osu veidošanos galvenokārt nosaka ledāja termālie apstākļi, ledāja noteces sistēmas un ledāja gultnes uzbūve. Lai izprastu, kādos apstākļos ledājā var veidoties kušanas ūdeņi un to plūsmas, galvenā nozīme ir ledāja termālajiem apstākļiem, kas ir atšķirīgi pie ledāja virsmas, tā iekšienē, pie gultnes un arī tuneļos.

Osu veidošanās notiek dažādās ledāja pozīcijās. Pēc veidošanās mehānismiem tos var iedalīt četros tipos (2.3. att.). (1) Oss veidojas, aizpildoties iekšledāja vai zemledāja tunelī. Tunelis attīstās maksimāli tuvu ledāja malai. Atkāpjoties ledāja malai, tunelis attīstās aizvien tālāk pret ledāju, un tunelī izveidojas gara osu sistēma (2.3. A att.). Zemledāja tuneļu osiem ir raksturīga vislielākā nepārtrauktība un tie dabā būs visgarākie osu vaļņi. (2) Supraglaciāls (virsledāja) kanāls (2.3. B att.). Osam ir ledus sienas un tā pamatne ir noguldīta uz nogulumiem, kuriem vēl pamatnē atrodas ledus. Straumes ir izgulsnējušas materiālu lēzenā, plakanā grēdā,

un osa virsma ir salīdzinoši līdzena. Ledus sienām nokūstot, oss tiks mazliet deformēts un tā sānos veidosies noslīdeņa deformācijas, bet saglabāsies plakanā forma. Osi ar ledus sienām parasti būs visīsākie, un vismazāk līkumoti. (3) Atsevišķi osu segmenti (2.3. C att.), kuri nav savstarpēji savienoti. Šāda tipa segmentēto osu veidošanās liecina par pulsējoša ledāja atkāpšanos. Kādu brīdi ledāja mala ir stabila un izveidojas tunelis, kurā izgulsnējas nogulumi. Ledāja malai atkāpjoties un atkal nostabilizējoties, izveidojas jauns tunelis. Vērojamas īsas ledāja atkāpšanās epizodes, ar īslaicīgu stabilizāciju. (4) Osi sastāv no atsevišķiem segmentiem (2.3. D att.) – platiem iznesu konusiem, kas veidojušies akvālā vidē, atkārtoti atkāpjoties ledāja malai. Iznesu konusi veidojas materiālam ieplūstot pieledāja ezerā, tajā brīdī, kad ir stabila malas pozīcija. Atkāpjoties atkārtoti ledāja malai, ledāja malas priekšā izveidojas nākamais iznesu konuss. Jāņem vērā, ka ledāja drenāžas tīkla īslaicīga attīstība rada osu veidošanos kontinuumu, kas bieži vien ir sarežģītāks kā izdalītajos veidošanās tipos. Laika gaitā, notiekot ablācijai, osi, kas veidojušies zemledāja apstākļos, ledus virsmai ieegrūstot, tādejādi kļūstot no subglaciālas uz supraglaciālu sistēmu (Benn un Evans 2010).



2.3. attēls. Osu veidošanās tipi. **A.** Tuneļa aizpildījums. **B.** Ledus – kanāla aizpildījums. **C.** Segmentēti tuneļa aizpildījumi. **D.** Osi sastāv no atsevišķiem iznesu konusu segmentiem. (Ar autores papildinājumiem, pēc Benn un Evans 2010).

Pētījumi pie mūsdienu ledājiem, liecina, ka osi var veidoties strauji noplūstot ledājkušanas ūdeņiem. Pētījumā pie Bēringa ledāja, Aļaskā (Burke et al. 2010), 1995. gadā ledājam atkāpjoties par 6 km, atklājās 350 m garš oss. Osa distālais gals atbilst precīzi tai vietai, kur pirms gada – 1994. gada septembrī-oktobrī norisinājās strauja un katastrofāla ūdens noplūde. Autori ierosina, ka šāda osa veidošanās varēja notikt desmit dienu ilgajos plūdos 1994. gada oktobrī. Norisinoties ledāja uzplūdiem jeb sērdžiem, oss izveidojās pie hidroloģiskajiem apstākļiem, kas saistīti ar kušana ūdeņu noplūšanas izmaiņām ledājā. Konkrētais oss veidojās zemledāja apstākļos, jo osa nogulumi nebija deformēti vai traucēti, kā tas būtu gadījumā, ja izkustu no apraktā ledus (Burke et al. 2010).

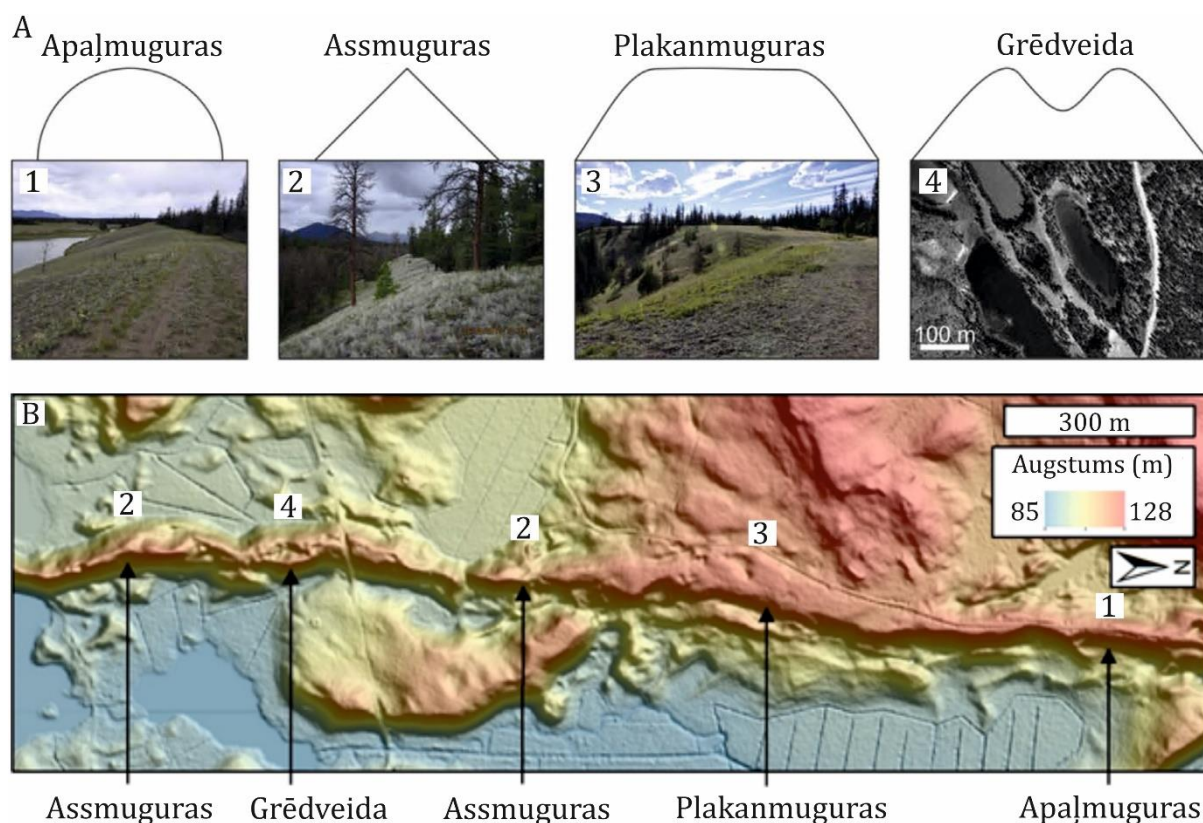
Līdzīgos apstākļos ir veidojies oss pie Skeidarjokula izvadledāja Islandē (Burke et al. 2009; Benn un Evans 2010), kas atrodas Islandes lielākā ledus kupola, Vatnajokula, dienvidu daļā. Pie izvadledāja atrodas Islandes lielākais sandru līdzenums, kur norisinās jokulhlaupi (megaplūdi). 1996. gada 30. septembrī norisinājās vieni no pēdējiem lielajiem jokulhlaupiem, kas saistīti ar Grimsvotna zemledāja ezera izveidošanos Grimsvonta vulkāna kalderā zem Vatnajokula ledus kupola. Atkāpjoties Skeidararjokula izvadledāja malai, tā priekšā atklājās kanjonā izveidojusies osu sistēma ar ledus sienām. Virsledāja kanāla garums sasniedza 500 m un platums ap 100 m. Oss veido nepārtrauktu grēdu >700 m attālumā no ledus kanjona proksimālās daļas līdz ledus malai. Oss ir nedaudz meandrējošs. Katru vasaru izkūst papildus osa materiāls. Osa virsma ir plakana, un uz tā virsmas veidojas glaciokarsta ieplakas. Ledus bloki tika nogulsnēti ar drupu materiālu plūdu laikā. Virsledāja osu veido glaciofluviāli nogulumi ar atsevišķām tefras joslām tā virsmā (Burke et al. 2009).

Kanādā ir veikts ļoti apjomīgs pētījums par osiem (Storrar et al. 2014), kur ir nokartēti >20 000 osi pa visu Laurentīdu ledusvairoga klāto teritoriju. Tika nokartēti gan osu vaļņi, gan grēdas, kā arī tika veikta osu garuma interpolācija starp osu vaļņiem, lai raksturotu tuneļa attīstību. Osu izvietojums Kevatinā un Labradorā sniedz liecības par ledus plūsmas raksturu, jo tur atradās ledus vairoga centrālā daļa. Osi ir izveidojušies radiālā veidā uz visām pusēm. Rezultāti uzrāda, ka vairāk un garāki osi ir izveidojušies vietās, kur teritorijā zem ledusvairoga atsedzās pamatklintāja virsma, savukārt teritorijas daļā, kur atsedzas kvartāra nogulumi, osu izplatība ir neliela. Tas liecina, ja ledāja pamatnē ir cieti ieži, tad ledājūdeņiem nav kur iesūkties, un tie koncentrēsies ledus ūdens straumēs un izkalos tuneļus. Savukārt, vietās, kur virspusē atsedzas kvartāra nogulumi, karbonātiskie un terigēnie ieži, kuriem ir infiltrēšanās spējas, tad liela iespēja, ka osi attīstīsies mazāk (ja būs kvartāra nekonsolidēti, irdeni nogulumi – pamatieži – karbonātiskie un terigēnie ieži, kuriem ir infiltrēšanās spējas, tad liela iespēja, ka osi attīstīsies mazāk). Šajā teritorijā atsevišķu osu garums vidēji sasniedz 97,5 km, no kuriem 56 % osu grēdas sasniedz 1–5 km garumu, un 70 % ir 1–10 km gari. Rezultāti uzrāda, ka ledus

virsmas topogrāfija nosaka iespējamo gradientu, kam seko iekšledāja un zemledāja kušanas ūdeņu kanāli (Storrar et al. 2014).

Veicot pētījumus Britu Kolumbijas dienvidcentrālajā daļā, Kanādas DR, osu morfoģenētika uzrāda, ka tie galvenokārt raksturo sezonālas kušanas ūdeņu plūsmas un ledāju ezeru strauju noplūšanu caur virs-, iekš- un zemledāja kušanas ūdeņu kanāliem un kanjoniem ar ledus sienām. Rezultāti uzrāda, ka osu grēdu kores tips un to līkumainība, galvenokārt atspoguļo ledājūdeņu kanālu tipu (Perkins et al. 2016).

Osu morfoloģiskā klasifikācija norāda uz veidošanos noteiktā ledāja pozīcijā. Osiem, kas veidojušies zemledāja tunelī vai arī iekšledāja tunelī virs plānas ledus kārtas, būs raksturīga apaļa forma (2.4. A–B–1 att.). Apaļmuguras osiem (angļu val. *round crested*) nebūs izteikta līkumainība, ja vien tie nebūs pārveidoti ledus uzplūdos. Apaļmuguras osu veidošanās norāda uz strauju materiāla nogulsnešanos, kas saistīts ar liela apjoma plūdiem.



2.4. attēls. **A.** Osu morfoloģiskā klasifikācija pēc tipa. 1 – apaļmuguras oss; 2 – assmuguras oss; 3 – plakanmuguras oss; 4 – grēdveida oss (Perkins et al 2016). **B** Šķērsriezuma formas izmaiņas pa osa grēdu, Somijā. DRM izveidots no LiDAR ar 2 m izšķirtspēju (autores papildināts, pēc Butcher 2020).

Osi, kas veidojas iekšledāja vai virsledāja apstākļos visticamāk, ka būs ar stāvām nogāzēm, un veidos assmuguras osus (2.4. A–B–2 att.). Assmuguras osi ir nepārtraukti un ļoti

līkumaini, kas norāda, ka materiāls ir nogulsņējis virsledāja kanālos, kas transportē lielu daudzumu kušana ūdeņus pāri ledājam. Osu līkumainība norāda par virsledāja straumēm vai augstiem (tuvu ledus virsmai) iekšledāja tuneļiem. Osu asās kores var norādīt arī, ka to veidošanās ir saistīta ar ledājūdeņu plūsmas kritumu iekšā zemledāja ledus tuneļos.

Osu grēdas, kuras veido plakanas kores (2.4. A–B–3 att.), ir veidojušās virsledāja apstākļos – kanjonos ar ledus sienām (2.3. D att.) vai ledus tuneļos, kur ūdens plūsmu regulē atmosfēras spiediens, un, iespējams, tas raksturo plānu, aprimušu ledu. Plakanmuguras osi liecina, ka ledus tuneļa lokāla atsegšanās notika plānā ledū osu veidošanās beigu stadijā. Tiem ir zema līkumainība un raksturīga nepārtrauktība.

Grēdveida osiem (angļu val. *multi-crested*) (2.4. A–B–4 att.) ir raksturīga dažāda ģenēze. Grēdveida oss var veidoties virsledāja apstākļos, kur plūst vairāki ledājūdeņu straumju veidoti kanāli, vai arī zemledāja apstākļos, kad notiek daļēja tuneļa aizpildīšanās ar nogulumiem. Reljefa forma virspusē plūst meandrējošas straumes. Grēdveida osu veidošanās var būt saistīta ar aprakta ledus izkušanu, vai arī ar pavājināšanās zonām zemledāja kanālā. Notiekot zemledāja kanāla ledus virsmas iegrušanai, norisinās plaisu veidošanās, kas tiek piepildītas ar nogulumiem. Bieži vien ģenēze viena osa ietvaros var mainīties (2.4. B att.) (Perkins et al. 2016).

Dienvidu Islandē, pie Sandfelsjokula ledus loba ir novērotas meandrējošas osu grēdas, kuru iekšējo uzbūvi veido morēnas nogulumi. Grēdas ir orientētas ieslīpi attiecībā pret flūtingu lauku. Vietām osu grēdas krusto flūtingu virsotnes (grēdas), kas norāda, ka osu veidošanās šajā teritorijā ir saistīta ar subglaciālajiem kušanas ūdeņu kanāliem, kas bija daļa no sazarotās R-kanālu sistēmas (Evans et al. 2010). Iespējams, ka osi pie Sandfelsjokula veidojušies, morēnas materiālam iespiežoties iegarenā dobumā vai R kanālā uzreiz pēc tam, kad noplūda kušanas ūdeņi.

Latvijā osi ir izplatīti galvenokārt diverģentās un konsekventā tipa zemienēs un augstienēs. Osu grēdas stiepjas cauri Atzeles flūtingu izplatības areāliem, bet to distālie gali parasti noslēdzas ar deltām, kas saistītas ar ledāja malas veidojumu joslām, gala morēnām un laterālajām bīdes morēnām (Zelčs u.c. 2018b). Osu garenasis netieši var norādīt uz ledāja plūsmas virzienu, taču ledājūdeņu noplūdes gadījumā laterālo ledāja reljefu formu virzienā, piemēram, gar Numernes valni osu muguras ir orientētas šķērseniski kādreizējai ledāja plūsmai.

V. Zelčs (Zelčs u.c. 2018b) Latvijā ir izstrādājis osu klasifikāciju pēc morfoloģiskajām atšķirībām. Latvijā ir sastopami šaurmuguras osi (vaļņveida osi), platmuguras (osu plato), grēdosi (apvaļņotie), kā arī osu paugurosi – izneses konusu veidotas pakalnu virknes, kas stieptas ledāja malas atkāpšanās virzienā. Latvijā sastopami elementārie osi (8 – 14 km), bieži veidojot lineāras osu sistēmas – grēdas, kas veidojušās vienas ledāja deglaciācijas fāzē. Retāk

ir sastopami osi, kas veido subparalēlus vai paralēlus vaļņus vai zarotas sistēmas (Zelčs u.c. 2018b).

Pēc iekšējās uzbūves izšķir divus šaurmuguras (vaļņveida) osu paveidus. Pirmā šaurmuguras osu paveida kodols sastāv no rupjgraudainas smilts, grants un oļiem ar retiem sīkiem akmeņiem, un šo kodolu apliec masīvas smalkākas smilts nogulumi. Šādi osi ir veidojušies augsta spiediena zemledāja tuneļos, kad augstas enerģijas ledājūdeņu straumes bijušas piesātinātas ar sanešiem. Otrā osa paveida kodolā ir morēnas vai glaciofluviālo nogulumu krokas. Latvijā šo paveidu nošķir kā osveida formas jeb tutānus. Grēdosiem raksturīgi sīku akmentiņu kodoli osu pamatnes daļā, un nogulumi, iespējam nogulsņējušies ūdensrijēju tuvumā vai arī nogruvuši no ledus tuneļu virsmas (Zelčs u.c. 2018b).

Kā īpašs osu paveids tiek izdalīti zigzagveida osi. Šādas zigzagveida osu formas pirmo reizi novēroja O. Knudsens (Knudsen 1995) pie Bruarjokula izvadledāja Islandē. Mūsdienās zigzagveida osi tiek saistīti ar pulsējošiem ledājiem un galvenokārt ir sastopami pie Eijabakajokula (Schomacker et al. 2014; Ingólfsson et al. 2016), Bruarjokula (Knudsen 1995; Evans et al. 2007; Kjær 2008; Ingólfsson et al. 2016) un Mūlajokula (Jónsson et al. 2014) izvadledājiem Islandē. Šīs reljefa formas, salīdzinot ar parastajiem osiem, veido zigzagveida formu ar atsevišķiem vaļņiem, kuri izkārtoti viens aiz otra un reizēm daļēji blakus viens otram. O. Knudsens (Knudsen 1995) zigzagveida osu veidošanos skaidroja ar iekšledāja osu deformāciju uzplūdu laikā ar iekšledāja osiem, kas veidojušies pirms uzplūdiem, kompresiju un deformāciju uzplūdu laikā, kad kādreizējais līkumotais osa valnis tika saspiests un sašķelts vairākos segmentos. Mūsdienās pētnieki vairāk piekrīt idejai, ka zigzagveida osi veidojas iekš- un virsledāja apstākļos. Pētījumi pie Eijabakajegidla izvadledāja norāda, ka osu veids un zigzagveida forma ir līdzīga plaisu veidiem uz ledāja virsmas. Virsledāja ledājūdeņi nogulsnē pārvietoto materiālu savstarpēju plaisu sistēmā uzplūdu fāzē vai uzreiz pēc tiem (Evans et al. 2016; Ingólfsson et al. 2016).

Pie Eijabakajegidla izvadledāja zigzagveida osus veido smilts un grants nogulumi. Ir novērots, ka osi, kas atrodas proksimālajā daļā, sastāv no ledus kodola. Grēdu garumi ir no 30 – 650 m, līdz 12 m augsti un 15 – 85 m plati. Zigzagveida osiem ir izteiktas stāvas nogāzes un tie pārklāj subglaciālās reljefa formas kā flūtingus un plaisu aizpildījuma grēdas, kas liecina par subglaciālu izcelsmi (Schomacker et al. 2014). Osi atrodas ielejas rietumu pusē vai tās tuvumā. Uzplūdu laikā šī ir spēcīgas, kompresijas ledus plūsmas zona. Zigzagveida osi veidojās nogulumu uzkrāšanās un ūdens pārstrādes rezultātā, iekš- vai virsledāja plaisu sistēmās, kas izveidojās uzplūdu beigu fāzē vai uzreiz pēc tiem. Jaunākajos pētījumos, zigzagveida osi ir atklāti arī pie pleistocēna pulsējošajiem ledājiem, piemēram, Jaunzēlandē, Tekapo ielejā. Šeit

ir konstatētas zigzagveida osu grēdas kopā ar plaisu aizpildījuma grēdām, kas izveidojās pēc pēdējā apledojuma maksimuma (Sutherland et al. 2019).

Viens no iemesliem, kāpēc zigzagveida osi reti tiek identificēti mūsdienu pulsējošu ledāju malās, vai no pleistocēna apledojuma, varētu būt to mazais saglabāšanās potenciāls. Virsledāja nogulsnešanās plaisās un tam sekojošā apraktā ledus kušana padara grēdu saglabāšanās potenciālu ļoti niecīgu (Ingólfsson et al. 2016).

### 3. MATERIĀLI UN METODEDES

Pētījumā iegūtie rezultāti ir oriģināli un balstīti uz datiem, kas iegūti veicot kamerālos pētījumus un lauka pētījumus. Iegūtie dati tiek izmantoti, lai noskaidrotu reljefa formu izplatību un veiktu Lubāna ledus loba paleoglacioloģisko apstākļu rekonstrukciju. Kamerālie pētījumi ietver teorētisko materiālu apkopošanu un apstrādi, kartogrāfiskā materiāla analīzi un izveidi, reljefa formu digitizēšanu, to telpisko analīzi, kā arī lauka pētījumos iegūto datu apstrādi, analīzi un interpretāciju. Lauka pētījumos tika veikti oļu garenasu mērījumi morēnas nogulumos un reljefa formu iekšējās uzbūves pētījumi, veicot urbumus ar rokas urbi.

#### 3.1. Kamerālie pētījumi

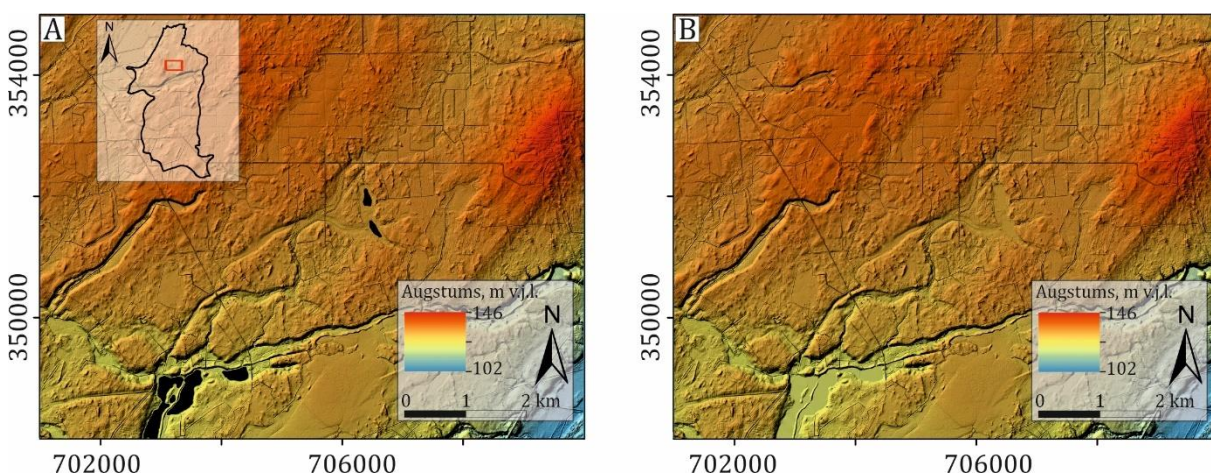
Lielu daļu no pētījuma izstrādes procesa ietvēra ledāja reljefa formu identificēšana un digitizēšana, izmantojot digitālo reljefa modeli (*turpmāk tekstā: DRM*) ar 1 m izšķirtspēju, kas iegūts no aerolāzerskenēšanas (LiDAR – Light Detection And Ranging – gaismas uztveršana un noteikšana) datiem. Aerolāzerskenēšana nodrošina augstas izšķirtspējas topogrāfisko informāciju, kas var veikt precīzu zemes virsmas attēlojumu. Lāzerskenēšanas rezultātā tiek iegūts blīvs punktu mākonis, kur katram punktam piemīt konkrētas x, y koordinātas un augstums. Ar LiDAR sistēmu ir iespējams iegūt trīsdimensionālu punktu mākonī, kas raksturo zemes virsmu un uz tās atrodošos objektus. Iegūtais punktu mākonis tiek apstrādāts un tiek iegūts digitālais reljefa modelis, digitālais virsmas modelis un noteiktas kontūras, zemes lietojumi, intensitātes attēli, kurus var izmantot kā ortofotokartes (LĢIA DAMP) Darba gaitā tika izmantots LĢIS sagatavotais modelis, kuram iespējams piekļūt, izmantojot LU ĢZZF servisu.

Kartogrāfiskā materiāla pārlūkošanai, karšu sagatavošanai, ledāja veidoto reljefu formu digitizēšanai un DRM izveidei tika izmantota *ESRI ArcGIS for Desktop 10* programmas aplikācija *ArcMap 10.8.1*. Papildus tika izmantota brīvpieejas programmatūra *QGIS for Desktop 3.16*, lai varētu veikt ģeoreferencēšanu kvartāra (Ginters 1975) un ģeomorfoloģiskajām kartēm (Ginters 1988) M 1:50 000. Darbā izmantotais kartogrāfiskais materiāls tika sagatavots Latvijas 1992. gada ģeodēzisko koordinātu sistēmā, Merkatora transversālā projekcijā, Merkatora transversālās projekcijas plaknes koordinātās ("LKS-92 TM", EPSG:3059). Nepieciešamais kartogrāfiskais materiāls tika iegūts, pieslēdzoties LU ĢZZF WCS un WMS servisiem, kā arī Latvijas Valsts Mežu karšu servisam.

### 3.1.1. Digitālā reljefa modeļa ģenerēšana no aerolāzerskenēšanas (LiDAR) LAS datiem

Lai pārlicinātos, ka LU ĢZZF karšu servisā pieejamais digitālais reljefa modelis (LĢIA LiDAR), kas ģenerēts no LiDAR datiem, ir piemērots reljefa formu digitizēšanai, tika izvēlēts poligons pētījuma teritorijas ziemeļos (3.1. att.), kam tika izveidots digitālais reljefa modelis no oriģināliem aerolāzerskenēšanas LAS datiem. Atbilstoši kvadrātu nomenklatūras apzīmējumiem, no LĢIA digitālā augstuma modeļa pamatdatnes vietnes (LĢIA) tika lejuplādēti Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūras sagatavotie aerolāzerskenēšanas dati \*.LAS failu formātā. Lai izveidotu DRM, kas redzams 3.1. B attēlā, tika izmantoti 63 \*.LAS faili.

Izmantojot *ArcCatalog*, tiek izveidota jauna failu ģeodatubāze, kurā tiek saglabāti DRM rastra formāta dati. Lai izveidotu DRM no LAS punktu mākoņa, tiek izveidots jauns LAS datu kopas fails, izvēloties opciju *LAS Dataset* ar paplašinājumu \*.lasd. Jaunizveidotajam failam tiek noteikta koordinātu sistēma un tiek pievienoti visi \*.LAS faili (*Creating raster*).



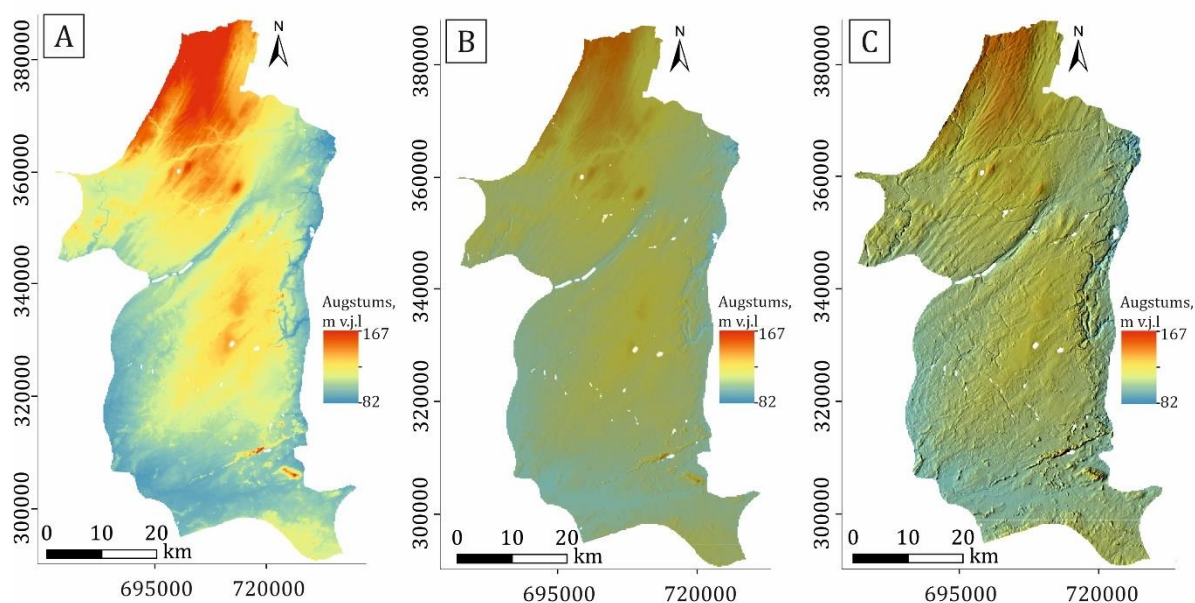
3.1. attēls. **A.** DRM ar 1 m izšķirtspēju no gataviem aerolāzerskenēšanas datiem, kas pieejami LU ĢZZF WCS servisā. **B.** Digitālais reljefa modelis, kas ģenerēts no LiDAR LAS datiem ar 0,5 m izšķirtspēju.

*ArcMap* datorprogrammā tiek pievienots jaunizveidotais LAS datu kopas fails ar paplašinājumu \*.lasd. DRM izveidei tiek izmantoti signāla atstarojumi, kas saņemti no zemes virsmas. Izvēloties \*.lasd slāņa īpašības, opcijas *Filter*, zem *Classification Codes* izvēloties *Ground* un zem *returns* – *Last return*. Lai izveidotu rastra formāta DRM, tiek veikta LAS datu interpolācija, izvēloties rīku *LAS dataset to Raster* no *ArcToolbox*. Pie interpolācijas metodes tiek izvēlēts *Binning* un tukšumu aizpildīšanas metode (*Void fill method*) – *Natural Neighbor*.

3.1. A attēlā redzams, ka DRM nav lielu tukšumu, tāpēc tiek pielietota *Binning*. Salīdzinājumā ar 1m DRM, jaunizveidotajam DRM tiek uzlikta 0,5 m izšķirtspēja (*Sampling Value*). Rastra formāta DRM tiek saglabāts iepriekš izveidotajā ģeodatubāzē (*Creating raster*). Salīdzinot abus izveidotos modeļus (3.1. att.), redzams, ka DRM (3.1. A att.), kas ir izveidots LiDAR, kas pieejams LU ĢZZF servisā, ir pietiekami augstas izšķirtspējas, tāpēc turpmākajā darba gaitā – reljefa formu identificēšanai un digitizēšanai, izmantots DRM no gataviem LiDAR datiem.

### 3.1.2. Digitālā reljefa modeļa vizualizēšana reljefa formu kartēšanai

Pētījuma teritorijai tika izgriezts rastra slānis, kas pieejams LU ĢZZF WCS karšu servisā (*ArcToolbox – Data Management Tools – Raster – Raster Processing – Clip*). Jaunizveidotais DRM tālāk tika izmantots, lai veidotu atsevišķus DRM, izmantojot *ArcMap* paplašinājuma rīku *Image Analyst*. Šis rīks ļauj veikt dažādas funkcijas ar DRM (3.2. A-C att.), piešķirot reljefa apēnojumu, gaismas spīdēšanas azimutu, gaismas augstumu un vertikālo pārspīlējumu, atkarībā no reljefa formu orientācijas un reljefa amplitūdas. Lai vieglāk būtu identificēt un digitizēt reljefa formas, tika izmantotas divas funkcijas – *Shaded Relief* un *Hillshade*, kas izmaina iepriekš minētās DRM īpašības. *Hillshade* funkcijai iespējams ievadīt azimutu un augstumu gan manuāli, gan izvēlēties *Multidirection* metodi, kas kombinē gaismu no vairākiem virzieniem vienlaicīgi (*Hillshade*).



3.2. attēls. Digitālā reljefa modeļa izveides posmi. **A.** LiDAR DRM; **B.** DRM piešķirts apēnojuma (kalna ēnas) efekts bez vertikālā pārspīlējuma; **C.** DRM ar apēnojuma efektu, kur ir piešķirts *Z faktors* 15, *Azimuths* 280 un *Altitude* 40.

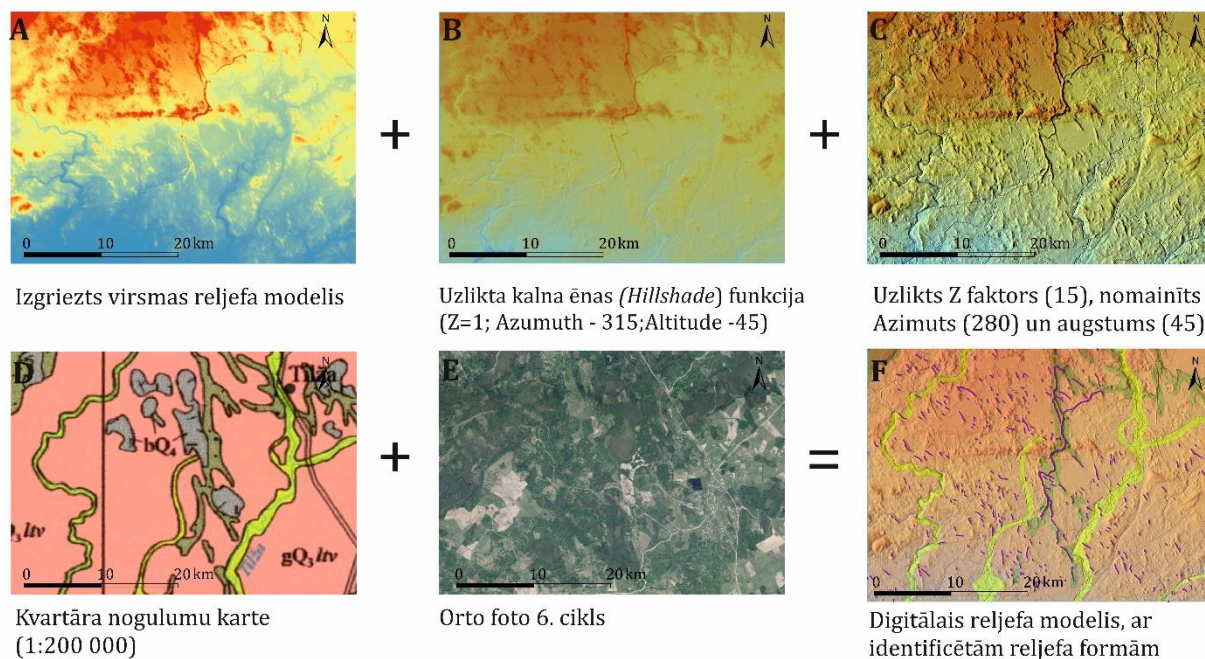
Piešķirot apēnotajiem attēliem krāsu skalu, labāk tiek vizualizēts reljefa formu savstarpējais izvietojums (3.2. C att.). Mazāka izmēra reljefa formu digitizēšanā, kā plaisu aizpildījuma grēdas, tika izmantots DRM, kas izveidots, izmantojot funkciju *Hillshade* (*Hillshade type – Multidirectional*). Šim ēnojuma rastra slānim pa virsu uzlikts rastra datu slānis ar piešķirtu krāsojumu un daļēju caurspīdīgumu. *Hillshade* slāņa priekšrocības salīdzinājumā ar DRM, kas veidots ar funkciju *Shaded Relief*, izmainot kartes mērogu krāsu skala automātiski pielāgojas skata mērogam. Lai vieglāk tiktu organizēta reljefu formu digitizēšana, pētījuma teritorijai tika izveidots tīkla pārklājums (rīks – *Fishnet*), ar laukuma sadalījumu 10 x 10 km lielos poligonos.

### 3.1.3. Reljefa formu identificēšana un digitizēšana

Ģeoloģiskā pamatinformācija par nogulumu un reljefa formu izplatību pētījuma teritorijā tika iegūta no kartogrāfiskajiem materiāliem, kas ir pieejami LU ĢZZF servisā. Lai gūtu zināšanas par pētījuma teritorijas ģeoloģisko uzbūvi, tika izmantota mēroga 1 : 200 000 ģeoloģiskā kvartāra nogulumu virsas karte (LVGD Kvartāra nogulumu karte) un pirmskvartāra ģeoloģiskā nogulumu karte (LVGD Pirmskvartāra), mēroga 1 : 500 000 ģeomorfoloģiskā karte (Straume et al. 1981), kvartāra biežuma karte (Kvartāra biežuma karte), zemkvartāra virsmas reljefa modelis un kvartāra biežuma modelis (Popovs et al. 2022), npublicētās mēroga 1:50 000 kvartāra nogulumu (Ginters 1975) un ģeomorfoloģiskās kartes (Ginters 1988) Alūksnes lapa, kas pieejama tikai pētījuma teritorijas ziemeļu daļai. Papildus tika izmantotas arī lielmēroga (1 : 10 000; 1 : 25 000; 1 : 50 000) topogrāfiskās kartes, fiziogēogrāfiskā karte (Fiziogēogrāfiskā karte) un ortofotokartes (3.3. A-F att.), kas nodrošināja informāciju par reljefa formu izplatību, kā arī ļauj izslēgt tās reljefa formas, kuras ir cilvēka veidotas (piemēram grāvji, uzbērumi, ceļi). Ledāja veidotas reljefa formas tika identificētas un digitizētas, izmantojot iepriekš sagatavoto augstas izšķirtspējas digitālo reljefa modeli. Lai precizētu iespējamo reljefa formu ģenēzi, tika izmantotas augstāk minētās kvartāra un ģeomorfoloģiskās kartes. Darbā tika izmantotas V. Zelča u.c. (Zelčs et al. 2011) rekonstruētās deglaciācijas izplatības robežas, kas tika precizētas pētījuma laikā, izmantojot DRM. Autores sagatavotajiem kartogrāfiskajiem materiāliem pamatnē tika izmantoti arī ĢIS Latvija 10.2 vektordati (SIA Envirotech 2011). Lai raksturotu reljefa virsmas saposmējumu, darba gaitā plaši tika pielietots *3D Analyst* rīks, ar kuru var izveidot interesējošā reljefa profila līniju un grafikus šķērsprofiliem.

Plaisu aizpildījuma grēdām tika izveidota blīvuma karte uz km<sup>2</sup> laukumu. Pētījuma teritorijai tika izveidots regulārs tīkla pārklājums ar tīkla šūnas izmēru 1x1 km. Lai saskaitītu,

cik grēdas ir katrā poligonā, tika izmantota funkcija *Join*, kas apvieno kvadrāta tīkla laukumu un plaisu aizpildījuma grēdu līniju garumu atribūtu tabulas. Apvienojot iegūto informāciju, tiek izveidots jauns laukumveida objektu *shapefile*. Rezultātā tiek iegūts jauns atribūtu tabulas lauks ar līniju skaitu katrā kvadrātā. Plaisu aizpildījuma grēdas līnija visbiežāk atrodas vairākos tīkla kvadrātos, tāpēc katra līnija tiek pieskaitīta katrā kvadrātā, kuru tā krusto.



3.3. attēls. DRM un kartogrāfiskie materiāli, kas izmantoti, lai identificētu un digitizētu reljefa formas pētījuma teritorijā.

*ArcMap* un *ArcCatalog* tika izveidota failu ģeodatu bāze, ko veido gan vektordati (*\*shp fail*), gan rastra datu slāņi. Pētījuma laikā Atzeles pacēlumā tika identificētas un digitizētas ~ 5349 ledāja veidotas reljefa formas. Reljefa formas, ko veido ģeometriski grēdu tīkli (plaisu aizpildījuma grēdas), plūdlīniju reljefa formas (LGL, drumlini), ledājūdeņu reljefa formas (osi, tuneļielejas, marginālie erozijas kanāli, ledājūdeņu noteces ieļejas, ledājūdeņu kanāli) tika izzīmētas kā līnijveida objekti, bet reljefa formas, kā laterālās sānu bīdes morēnas, gala morēnas un glaciotektoniskas izcelsmes reljefa formas izzīmētas kā poligoni.

Reljefa formu morfoloģiskie parametri (garums un augstums) tika iegūti, izmantojot *ArcMap* rīku *Add Surface Information*. Lai pārlicinātos, cik precīzi iespējams ar automātisko rīku noteikt vēlamos parametrus, plaisu aizpildījuma grēdām tika izvēlēti poligoni, kuros ir lielākais grēdu blīvums un simts grēdām manuāli, izvelkot šķērsprofilus, tika noteikts augstums un papildus to garums. Plūdlīnijas reljefa formām manuāli tika noteikts to platums. Iegūtie rezultāti tika apstrādāti un vizualizēti, izmantojot *MW Excel2016* rīku *Data Analysis Tool*.

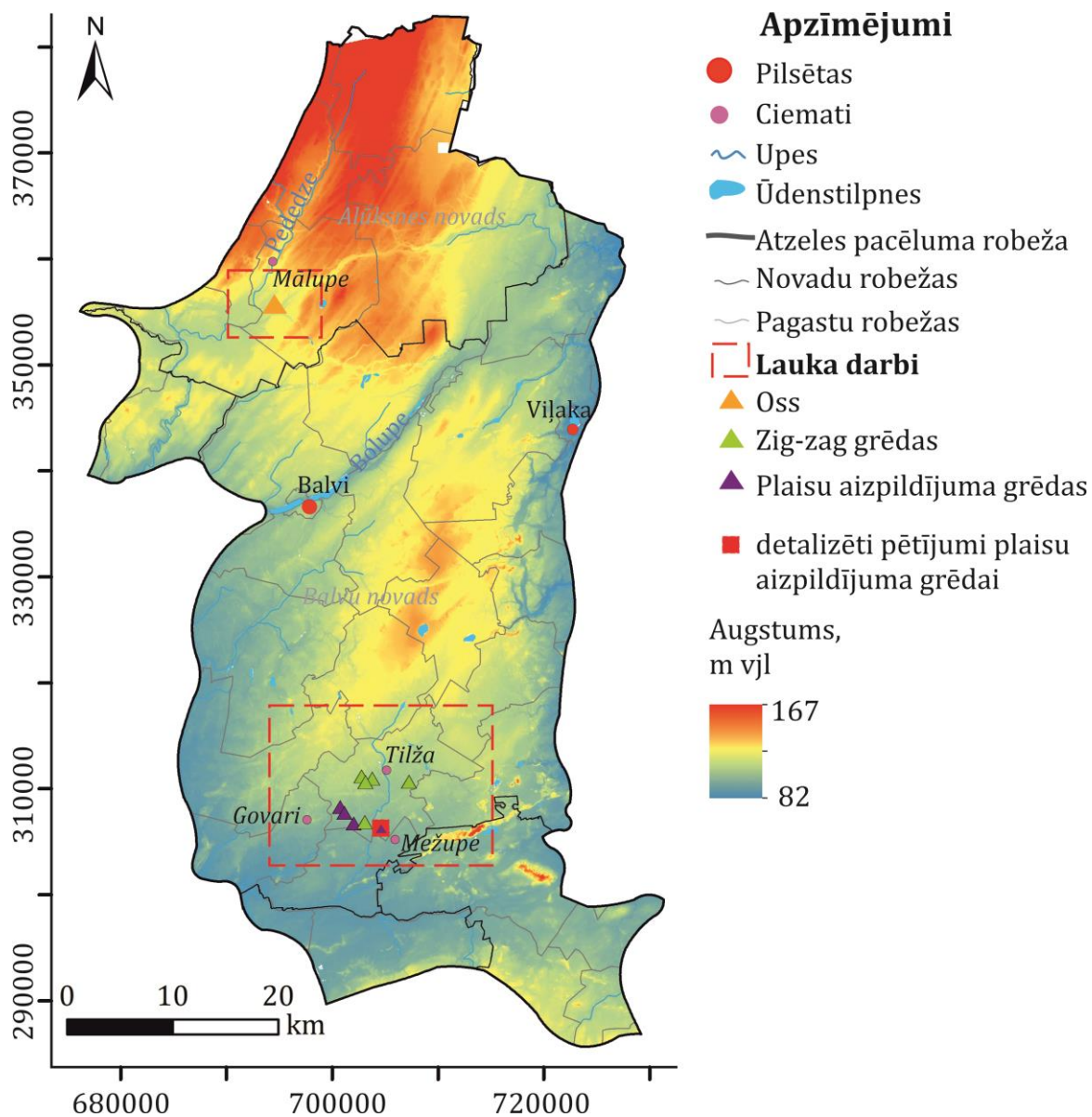
Ledāja plūsmas virziens pētījuma teritorijā tika rekonstruēts, izmantojot subglaciālo reljefa formu telpisko orientāciju, izmantojot paplašinājuma rīku *Orientation Analysis Tools for ArcGIS* (Kociánová 2015). Lauka pētījumos iegūtie oļu mērījumi tika apstrādāti, izmantojot brīvpieejas programmu *Stereonet 11.3.5*. (Allmendinger et al. 2013.; Cardozo un Allmendinger 2013). Atsevišķu karšu uzlabošanai, darbā ievietoto foto attēlu papildināšanai, ilustratīvā materiāla apstrādāšanai un ģeoloģisko griezumu zīmēšanai tika izmantota vektorgrafikas programma *CorelDRAW Graphic Suite 2019*. Jaunāko metožu un grafisko materiālu sastādīšanā tika izmantotas publikācijas, kas atrodamas, galvenokārt *Researchgate un Science Direct*.

### 3.2. Lauka pētījumi

Lauka darbu laikā tika detalizēti pētītas potenciālās plaisu aizpildījuma grēdas. Lauka pētījumi norisinājās Balvu novada Tilžas pagasta apkārtnē (3.4. att.). Darba process sastāvēja no reljefa formu detalizētākas izpētes dabā, lai pārlicinātos par formu ģenēzi un morfoloģiju. Lauka darbu laikā tika veikti vairāki urbumi grēdu korēs un nogāzēs, lai noteiktu iekšējo uzbūvi. Detālāki pētījumi tika veikti grēdai, kas atrodas 2,8 km uz DA no Siliņu ciema, uzartā laukā (Y=704703, X=306476). Kopā tika veikti 3 urbumi, viens grēdas korē un divi grēdas pakājē. Tika veikti morēnas makrolinearitātes mērījumi gan uz pieejamām atseguma sienām, gan rakti skatrakumi (~ 1,80 m dziļumā), lai varētu nomērīt oļu garenasis plaknē. Lai iegūtu optimālākus rezultātus, katrā mērījuma vietā tika veikti 50 oļu garenasu mērījumi.

Lauka darbos tika veikti kontrolurbumi, gan plaisu aizpildījuma grēdās, gan zigzag grēdās (3.4. att.), izmantojot rokas urbju komplektu līdz 4 m dziļumam, lai pārlicinātos par reljefa formu ģenēzi un morfoloģiju. Urbumu un oļu garenass mērījumu koordinātas tika noteiktas, izmantojot GPS uztvērēju Emlid Reach RS2 un mobilo telefonu aplikāciju LVM Geo Mobile.

Lauka darba ietvaros tika apsekots smilts–grants atradne Lejupe, kas atrodas pētījuma teritorijas ziemeļu daļā, Alūksnes novadā, Māilupes pagasta rietumu daļā, 4,3 km uz Z no Māilupes ciemata. Lejupe karjerā, kas izveidots osā, bija piemērots atsegums detāliem iekšējās uzbūves pētījumiem.



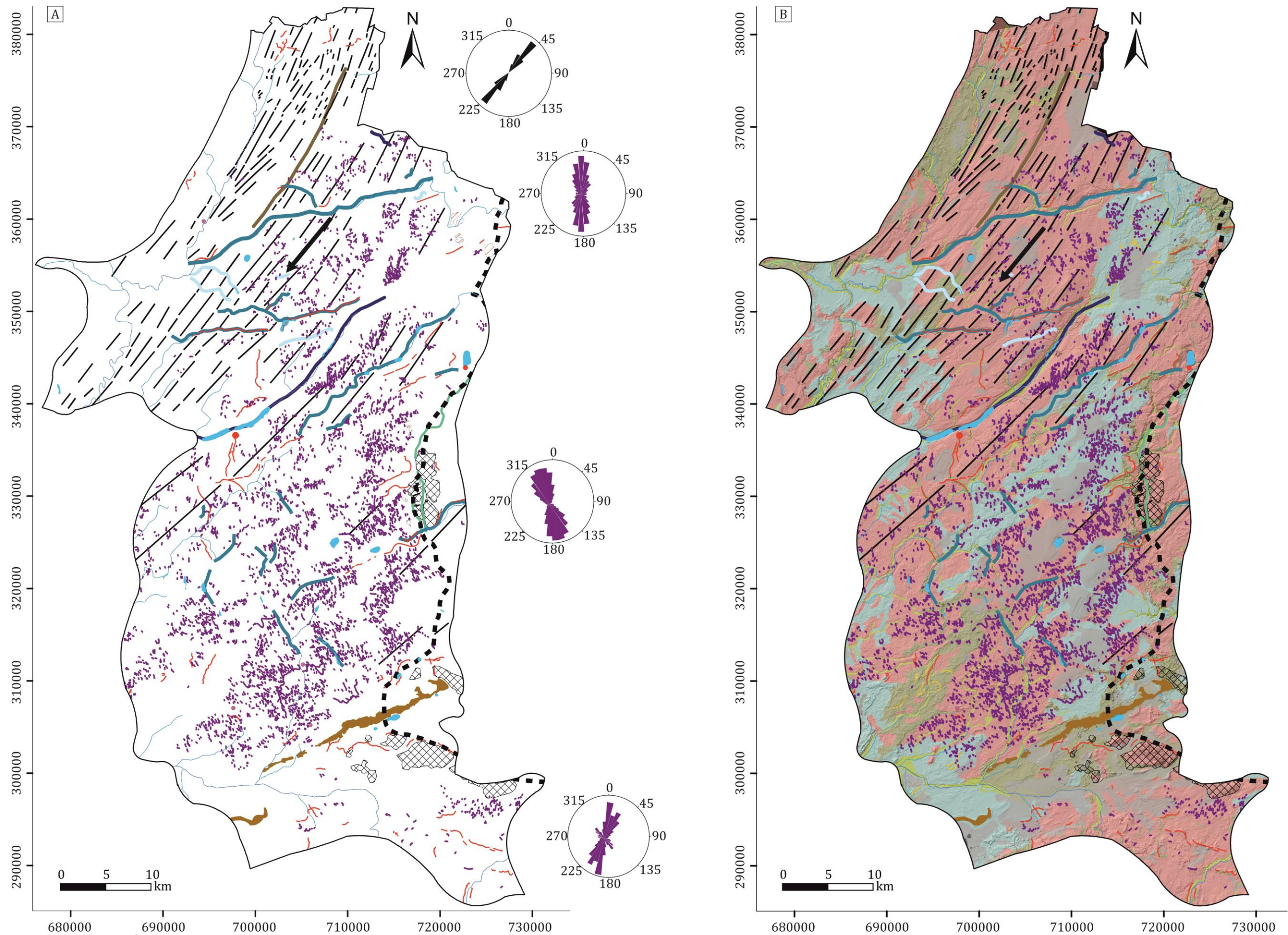
3.4. attēls. Lauka pētījumu izvietojums.

## 4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA

Maģistra darbā ietvertie rezultāti ir iegūti apkopojot un analizējot zinātnisko literatūru, veicot detālu Lubāna ledus loba veidoto reljefa formu identificēšanu, to ģenēzes interpretēšanu, digitizēšanu, morfoloģijas analīzi, kā arī nosakot to savstarpējo telpisko izkārtojumu. Pētījuma izstrādes laikā tika sagatavota ģeomorfoloģiskā karte (4.1. att.) ar reljefa formu izkārtojumu Atzeles pacēlumā. Apzīmējumi kartēm ir parādīti 4.2 attēlā un urbumu griezumam 4.3. attēlā.

Kopumā kādreizējā Lubāna ledus loba gultnē tika izdalītas šādas reljefa formas: plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas (lielizmēra glaciālie lineamenti, drumlini), ģeometriski grēdu tīkli (plaisu aizpildījuma grēdas), ledājūdeņu reljefa formas (osi, ledājūdeņu noteces ielejas, tuneļielejas, marginālie erozijas kanāli un citi ledājūdeņu kanāli) un citas reljefa formas (gala morēnas, laterālās bīdes morēnas un glaciotektoniskas izcelsmes reljefa formas). Reljefa formas savstarpēji atšķiras pēc to morfometriskajiem parametriem, ģenēzes un garenasu orientācijas attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu.



Rezultāti par reljefa formu morfoloģiju un izkārtojumu ir apkopoti 4. nodaļā un to interpretācija ir sniegta uzreiz pēc katras reljefu formu grupas to apakšnodaļā. Tālāk iegūtie rezultāti tiek apspriesti arī diskusijas nodaļā (5. nodaļa).



4.1. attēls. **A.** Ģeomorfoloģiskā karte. Rozes diagrammas attēlo reljefa formu orientāciju. Lillā krāsā – plaisu aizpildījuma grēdas, melnā krāsā – plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas. **B.** Kvartāra nogulumu izplatības karte un ģeomorfoloģiskā karte. Karte sagatavota, izmantojot DRM un kvartāra nogulumu izplatības karti vektordatu formātā. Apzīmējumus skatīt 4.2. un 4.3 attēlā.

## Apzīmējumi






### Plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas

-  Lielizmēra glaciālie lineamenti, drumlini
-  Rieva




### Ģeometriski grēdu tīkli

-  Plaisu aizpildījuma grēdas



### Ledājūdeņu reljefa formas

-  Osi
-  Ledājūdeņu noteces ielejas
-  Tuneļielejas
-  Ledājūdeņu kanāli
-  Marginālie erozijas kanāli

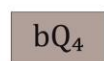
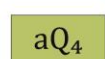
### Citas reljefa formas

-  Gala morēna
-  Glaciotektoniskas izcelsmes reljefa formas
-  Laterālās bīdes morēna

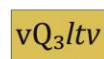
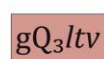
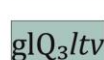

### Deglaciācijas fāzes ledāja malas pozīcija

-  Linkuvas
-  Ledus plūsmas virziens

### Holocēns

-  bQ<sub>4</sub> Purvu nogulumi. Kūdra
-  aQ<sub>4</sub> Aluviālie nogulumi. Smilts, grants, oļājs, aleirīts

### Augšpleistocēns Latvijas svīta

-  vQ<sub>3</sub>ltv Eolie nogulumi. Smilts
-  gQ<sub>3</sub>ltv Glacigēnie nogulumi. Morēnas mālsmilts un smilšmāls
-  glQ<sub>3</sub>ltv Glaciolimniskie nogulumi. Smilts, aleirīts, māls
-  gfQ<sub>3</sub>ltv Glaciofluviālie nogulumi. Smilts, grants, oļājs

### Mūsdienu reljefs

-  Upes
-  Ūdenstilpnes

4.2. attēls. Apzīmējumi kartēm, kas tālāk būs ievietotas rezultātu nodaļā

## Apzīmējumi

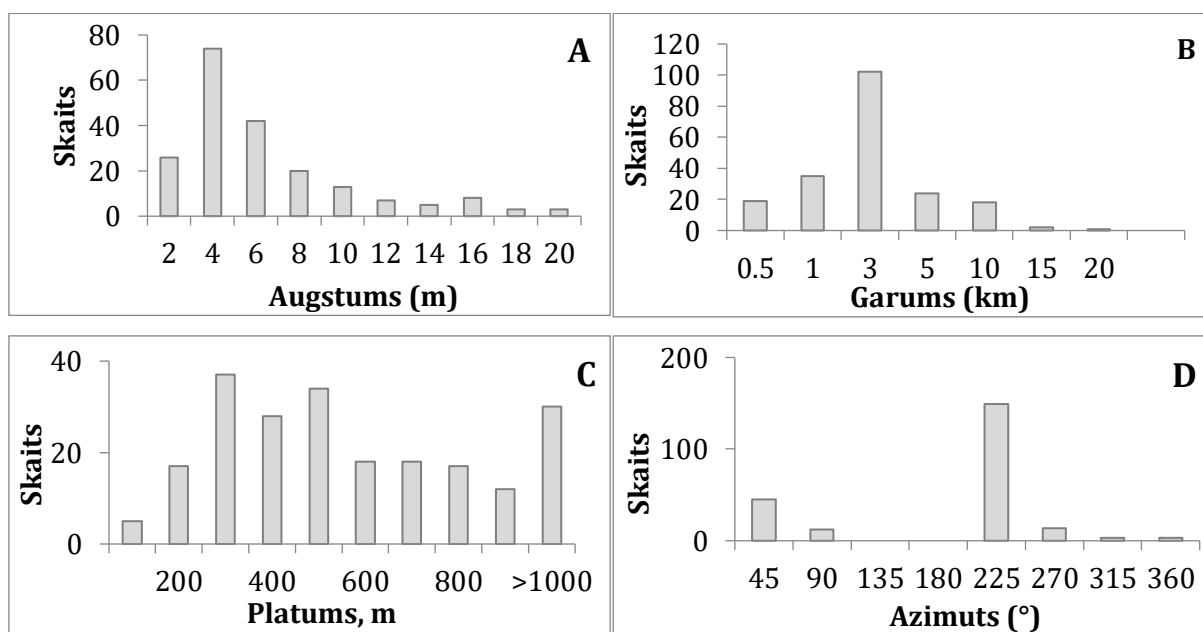
-  Augsne, putekļaina smilts, pelēkbrūna
-  Smalkgraudaina smilts, gaiši dzeltena (iespējams izskalota morēna, jo izskalojuma virsma)
-  Smalkgraudaina smilts, oranža
-  Putekļains māls (morēna), plākšņains, sarkanbrūns, plastisks, šķautņainas atlūzas (karbonātiski oļi)
-  Putekļaina smalka smilts / putekļaina smalka-rupja smilts ar grants graudiem, oranžīgi brūna
-  Putekļaina mālaina smilts ar granti, ar karbonātisku oļu pārsvaru, brūna, plastisks māls.
-  Putekļaina mālaina smilts ar granti, ar karbonātisku oļu pārsvaru, pelēcīgi brūna, plastisks māls.
-  Putekļi, dzeltenbrūni
-  Māla lēca ar oli un dažādgraudaina smilts, sarkanbrūna
-  Putekļi, pelēcīgi
-  Putekļi ļoti blīvi, pelēki
-  Smilšains māls (morēna), masīvs, tumši brūns, reti oļiem

4.3. attēls. Apzīmējumi urbumu griezumiem.

#### 4.1. Plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas

Pētījuma laikā Atzeles pacēlumā, pirmkārt tika identificētas un digitizētas reljefa formas, kas ir orientētas paralēli reģionālajam ledus plūsmas virzienam. Šajā pētījumā identificētās plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas klasificētas kā LGL un drumlini. Atzeles pacēlumā kopumā ir digitizētas 216 plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas. Reljefa formām ir vērojama paralelitāte. Tās galvenokārt ir sastopamas teritorijas Z daļā, kā arī vietām centrālajā daļā (4.1. A att.).

Reljefa formām automātiski tika noteikts to augstums un garums, bet platums tika izmērīts manuāli. Atsevišķo segmentu vidējais garums ir 2,3 km (4.4. B att.). Īsāko reljefa formu garums ir 214 m teritorijas ZA daļā (Pededzes pagastā), un to garums pieaug distālā virzienā uz DR, kur maksimālais garums sasniedz 20 km. Pētījuma teritorijā plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu relatīvais augstums ir no 0,5 m līdz 20 m, bet vidējais relatīvais augstums ir 5,4 m (4.4. A att.). Platums ir robežās no 70 m līdz 2,6 km, bet vidējais platums ir 580 m (4.4. C att.). Tā pat kā garums, arī grēdu platums pieaug DR virzienā. Plūdlīnijas reljefa formu maksimālais garums var sasniegt ap 40 km, savukārt linearitātes koeficients var sasniegt 26, ja tas tiek rēķināts, pieņemot, ka atsevišķo segmentu virknes veido vienu plūdlīnijas formu. Mazākām reljefa formām, kā drumliniem, linearitātes koeficients ir ap 2,7.

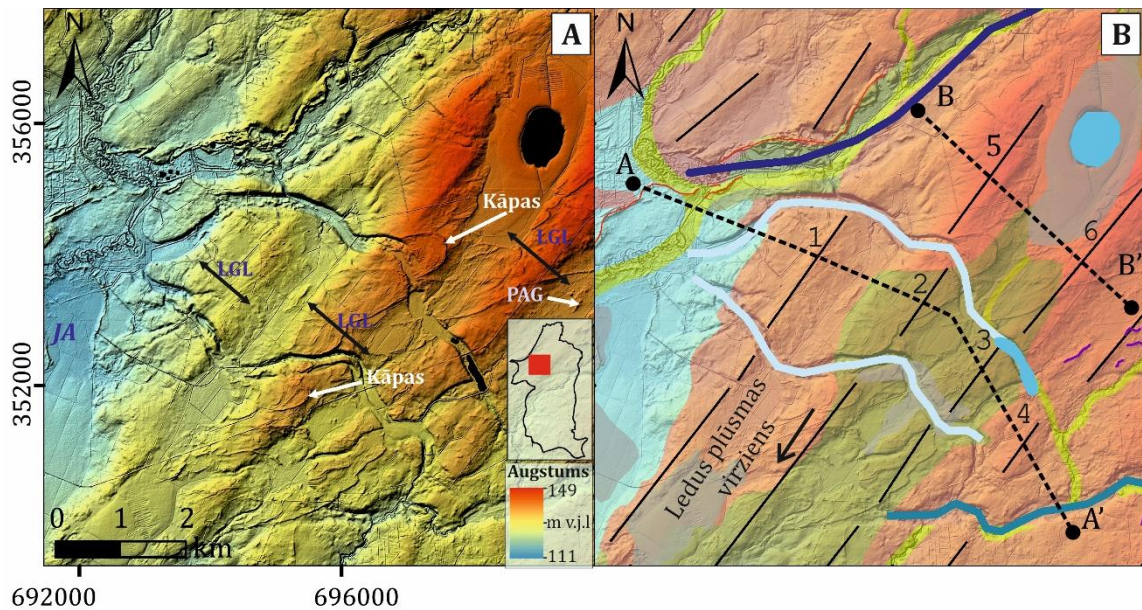


4.4. attēls. Plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu morfometriskie parametri. Augstums, garums un azimuts tika noteikti automātiski, bet platums aprēķināts manuāli.

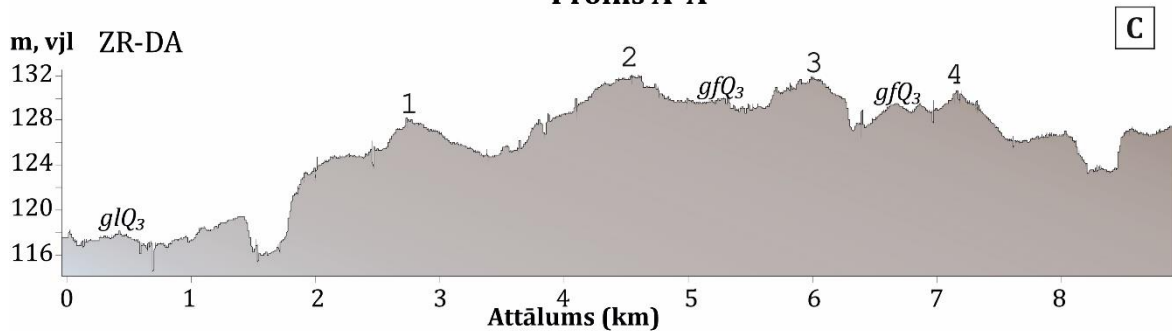
Plūdlīnijas subglaciālajām reljefa formām tika noteikta to garenasu orientācija (4.4. D att.). Reljefa formu garenasis galvenokārt ir orientētas ZA–DR virzienā (vidējais garenasu vērsuma azimuts ir  $33^{\circ}$ – $213^{\circ}$ ), kas norāda Lubāna ledus loba plūsmas virzienu. Vietām Lubāna ledus loba gultnē ir novērojams, ka mainās plūdlīniju reljefa formu telpiskais izkārtojums, piemēram, pie Alūksnes augstienes D daļas – Jaunalūksnes pagastā, reljefa formām mazliet pamainās garenasu orientācija.

Atzeles pacēlumā plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas galvenokārt veido atsevišķus segmentus (4.5. A att.), kas liedz veikt pilnvērtīgu morfometrisko parametru analīzi un reljefa formu izplatības analīzi Lubāna ledus loba klātajā teritorijā. Tās ir pārveidotas arī ledājkūšanas, glaciolimnisko, eolo, aluviālo un purvu nogulumu akumulācijas rezultātā (4.5. B att.). Pēdējā apledojuuma beigu posmā teritorijā izveidojās plaši pieledāja baseini un norisinājās strauja ledājkūšanas ūdeņu noplūšana, līdz ar to vietām reljefa formas ir erodētas un sadalītas atsevišķos segmentos, kā arī dažviet pārklātas ar lokālo sprostezeru nogulumiem. Bieži plūdlīnijas formas atsevišķos segmentos sadala ledājūdeņu kanāli. Lielā teritorijas daļā ledāja sprostezeru un deltu smalkgraudainie nogulumi ir pārpūsti un veido iekšzemes kāpu masīvus, kā tas piemēram ir Jaunannas pagasta DA un Māilupes pagasta D daļās (4.5. A att.). Jaunannas sprostezērā ir ieplūduši ledājkūšanas ūdeņi, kas pārrāva lielizmēra glaciālos lineamentus, sašķeļot tos atsevišķos segmentos (4.5. B att.). Vietām virs LGL ir uzkrājušies glaciofluviālie nogulumi, kas liecina, ka netālu atradās ledāja mala, un izkūstošie ledāja kūšanas ūdeņi izveidoja sandru līdzenumus. Kvartāra nogulumu izplatības kartē (1.5. A att.) vērojams, ka sandru līdzenums stiepjas ZA–DR virzienā. Vēlāk, kad teritorija bija atbrīvojusies no ledus segas, tika pārpūsti sprostezeru, deltu un sandru līdzenumu aleirītiskie un smilšainie nogulumi. Daudzviet uz LGL ir vērojamas paraboliskas kāpas. Vietām šīs kāpas ir erodētas mūsdienu upju darbības rezultātā, kā arī virs nelielām kāpām pazeminājumos izveidojušies purvi.

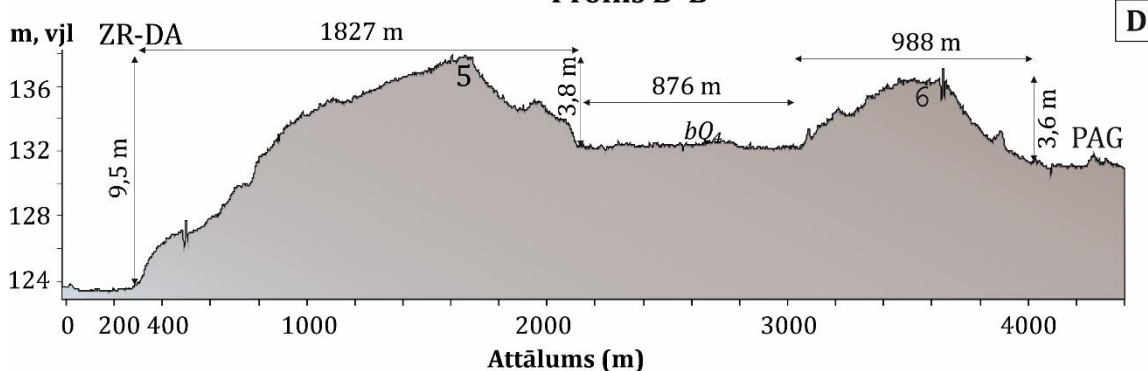
Pazeminājumi, kas atrodas starp LGL (4.5. C–D att.) bieži vien ir aizpildīti ar glaciolimniskiem un glaciofluviāliem nogulumiem, kā arī ar purva nogulumiem, kas mūsdienu virsmā samazina LGL amplitūdu. Reljefa profilos A–A' un B–B' (4.5. C–D att.) redzams, ka LGL patiesais augstums varētu būt par gandrīz divreiz lielāks, jo starp reljefa formām ir uzkrājušies ledājkūšanas nogulumi un vēlāk purva nogulumi. Reljefa profilā (4.5. D att.) redzams, ka LGL platums ir no 988 m līdz 1827 m, un to maksimālais augstums ir 9,5 m, atstatums starp reljefa formām sasniedz 876 m. Vietām virs LGL ir uzguldītas plaisu aizpildījuma grēdas.



**Profils A-A'**



**Profils B-B'**



4.5. attēls. Lielizmēra glaciālo lineamentu izkārtojums Jaunannas un Mārupes pagasta DA-D. **A.** Digitālais reljefa modelis, uz kura redzami lielizmēra glaciālie lineamenti, kas sadalīti atsevišķos segmentos, virs tiem ir uzguldītas kāpas. Kartes labajā stūrī pētījuma teritorija, kurā ar sarkanu kvadrātu, no kurienes ir attēla fragments. **B.** Kvartāra nogulumu izplatība kartes fragments uz DRM ar digitizētām reljefa formām. Izvilktis šķērsprofils A-A' un B-B' pāri lielizmēra glaciālajiem lineamentiem. **C-D.** Grafiki profila līnijām A-A' un B-B'. Uz Y ass attēlots augstums (m). Ar 1-6 atzīmēti lielizmēra glaciālie lineamenti, kur tie šķērso profila līniju A-A' un B-B' no B kartes piemēra. Apzīmējumi. JA-Jaunannas sprostezers; PAG-plaisu aizpildījuma grēdas.

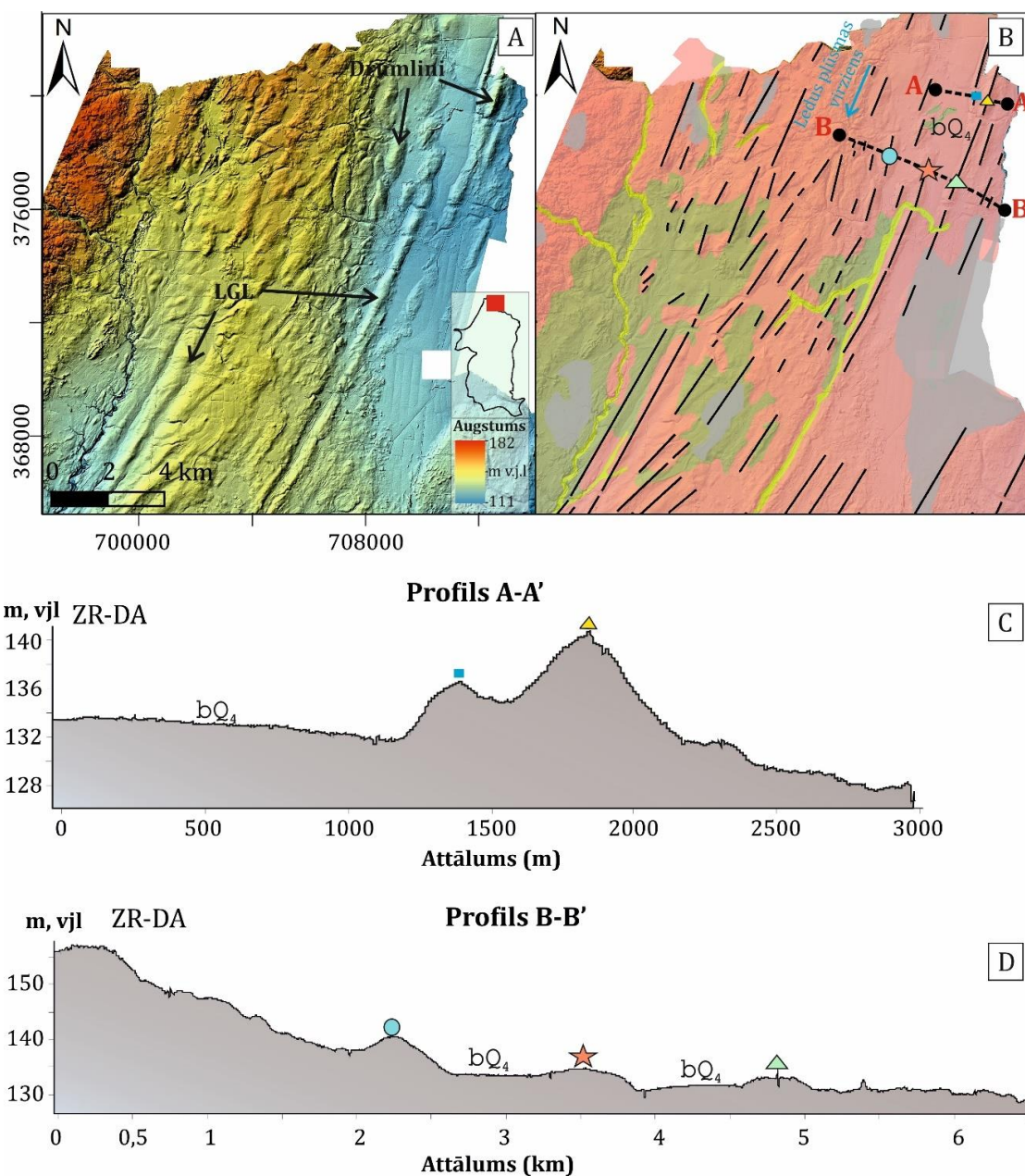
Ievērojamākais lielizmēra glaciālo lineamentu sakopojums Atzeles pacēlumā vērojams Alūksnes novada dienvidu daļā un Balvu novada ziemeļu daļā. Teritorijas ZA daļā, Pededzes pagastā, vērojamas īsākas plūdlīnijas reljefa formas (4.6. A att.). Tās pakāpeniski pāriet uz garākām reljefa formām Lubāna ledus loba distālajā daļā. Centrālajā daļā nav iespējams izsekot šīs formas, jo potenciāli ir pārklātas ar glaciolimniskiem un purva nogulumiem. Atsevišķās vietās, kā Pededzes pagasta ziemeļu daļā, ir nelielākas plūdlīnijas reljefa formas, kuras varētu arī dēvēt par drumliniem.

Līdzīgi kā Jaunannas pagasta DA un Māilupes pagasta D daļās (4.5. att.), arī Pededzes pagastā vērojams, ka reljefa formu patiesais augstums mūsdienu reljefā būtu lielāks, ja ieplakas starp tiem daļēji neaizpildītu vēlāk uzkrājušies nogulumi (4.6. C–D att.). Starp drumlinu ieplakām ir uzguldīti paleobaseinu nogulumi un vēlāk virs tiem vietām ir izveidojušies purvi (Ginters 1988). Reljefa profilos A–A' un B–B' (4.6. C–D att.) redzams, ka platuma atšķirības starp drumliniem un LGL dabā gandrīz nepastāv, lielākās atšķirības redzamas reljefa formu garumā.

Drumlinu sastopamība pētījuma teritorijas ziemeļu daļā liek domāt, ka šeit ir bijis mazāks (samazinājies) Lubāna ledus loba plūsmas ātrums, jo notikusi ledus loba sāniskā bremsēšanās gar Alūksnes augstieni, kas izskaidro arī plūdlīnijas reljefa formu garenasu virziena izmaiņas ap augstienes dienvidu daļu. Jāņem vērā, ka nav pieejami dati par Lubāna gultnes saposmojumu Krievijas teritorijā. Nelielās plūsmas izmaiņas pie Alūksnes augstienes varēja ietekmēt ledāja gultnes deformējamo nogulumu biezums (1.5. att.), kā arī pamatiežu virsmas kritums, jo subkvartārajā virsmā vērojams lēzens kritums Z–D virzienā (1.3. att.). Lubāna ledus loba gultnes daļā, kas attālinās no Alūksnes augstienes – gan pētījuma teritorijas centrālajā daļā, gan virzienā uz DR–ZR, pieaug lielizmēra glaciālo lineamentu garums. Iespējams, ka Atzeles pacēluma centrālajā daļā bija lielākais ledus plūsmas ātrums, jo vietām var novērot atsevišķus LGL segmentus, kas liek domāt, ka potenciāli LGL ir bijuši garāki, bet virs tiem ir uzguldīti glaciolimniskie un vēlāk purva nogulumi (4.1. B att.). Šie atsevišķie segmenti izveidotajā ģeomorfoloģiskajā kartē (4.1 A att.) nav savienoti, jo nevar droši zināt, vai reljefa formas daļa, kas, piemēram, atrodas purva ziemeļu daļā, ir turpinājums šai pašai reljefa formai purva pretējā pusē.

Identificēto plūdlīnijas reljefa formu apveids un telpiskais izkārtojums galvenokārt atgādina LGL, kas atklāti gan seno pleistocēna (Evans et al. 2008), gan arī mūsdienu ātru ledus plūsmu gultnēs (King et al. 2009). Plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas var veidoties gan pie pulsējošiem ledājiem, gan pie ātrām līdzsvara stāvoklī esošām ledus plūsmām. Tas nozīmē, ka ledus plūsma ir ātra, bet nenotiek izteikta ledus malas uzvirzīšanās, kā tas ir pie pulsējošiem ledājiem. Līdz ar to šīs reljefa formas nevar izmantot kā kritēriju pulsējoša tipa ledāju, ledus

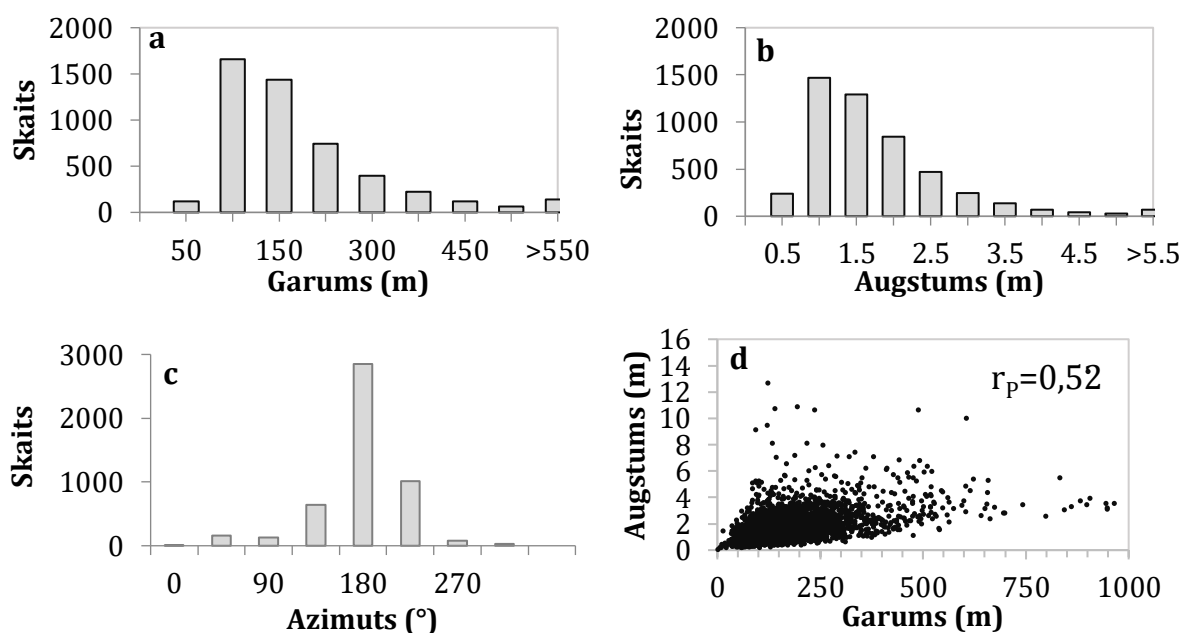
plūsmu vai lobu identificēšanā (Evans, Rea 1999). Pēc kvartāra nogulumu izplatības kartes (Ginters 1988; LVGD Kvartāra nogulumu karte) var spriest, ka Atzeles pacēlumā identificēto LGL augšējo daļu veido augšpleistocēna Latvijas svītas glaciģēnie (morēnas) nogulumi (4.1. B att.).



4.6. attēls. Plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas Pededzes pagastā, teritorijas Z, pie Krievijas robežas. **A.** Digitālais reljefa modelis, kur redzamas mazāka izmēra reljefa formas, kas ir drumlini, un lielākas reljefa formas, kas ir LGL. Kartes labajā stūrī ar sarkanu kvadrātu norādīts no kuras pētījuma teritorijas daļas ir kartes fragments. **B.** Kvartāra nogulumu izplatība kartes fragments uz reljefa virsmas modeļa ar digitizētām reljefa formām. Izvilkti šķērsprofili A–A' un B–B' pāri plūdlīnijas subglaciālajām reljefa formām. **C.** un **D.** Profila grafiki līnijai A–A' un B–B'. Y ass attēlots augstums (m). Ar simboliem atzīmētas reljefa formas, kur tās šķērso profila līniju A–A' un B–B' no B kartes piemēra.

## 4.2. Ģeometriski grēdu tīkli: plaisu aizpildījuma grēdas

Atzeles pacēlumā kopumā tika identificētas un digitizētas 4903 mazizmēra grēdas. Tās galvenokārt ir orientētas šķērseniski ledus plūsmai, bet reizēm arī ir ieslīpi pret to (4.1. A att.). Grēdas kopumā veido ģeometrisku grēdu tīklu. Grēdu vidējais azimuts ir  $336-156^\circ$  (4.7. C att.). Veicot reljefa formu digitizēšanu, automātiski tika aprēķināti to morfometriskie parametri – garums un augstums (4.7. A–B att.) (augstuma noteikšanas metodiku skatīt 3.1.3.apakšnodaļā). Iegūtie rezultāti uzrāda, ka visu digitizēto grēdu vidējais garums ir 151 m. Minimālais garums var būt vien dažī desmit metru, savukārt maksimālais garums sasniedz pat 10 km. Šis garāko grēdu tīkls atrodas teritorijas dienvidos, uz DR no Numernes vaļņa. Lielākajai daļai (78%) grēdu garums ir 100 līdz 250 m. Vidējais grēdu augstums sasniedz 1,52 m, bet ir sastopamas arī grēdas, kuru augstums ir mazāks par 0,5 m. Augstākās grēdas augstums sasniedz 13 m. Grēdu garuma un augstuma sadalījuma grafikiem (4.7 A–B att.) ir raksturīga pozitīva asimetrija, savukārt azimuta sadalījuma grafiks atspoguļo multimodālu sadalījumu.

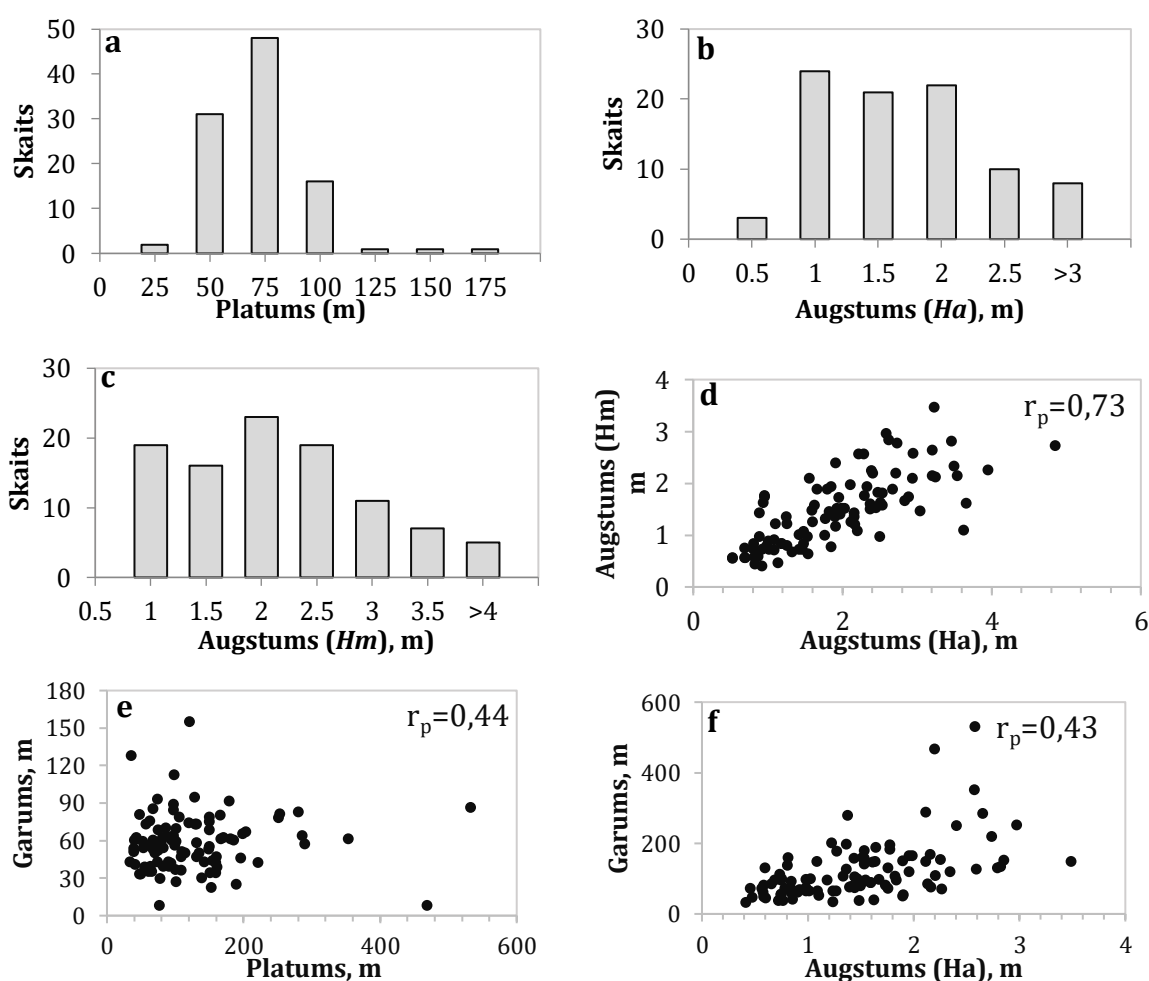


4.7. attēls. Automātiski aprēķināto grēdu morfoloģisko parametru sadalījums. **A. B.** Kopējais grēdu garuma un augstuma sadalījums. **C.** Grēdu orientācijas sadalījums. **D.** Augstuma un garuma korelācijas grafiks.

Veicot visu digitizēto grēdu augstuma un garuma korelāciju (4.7. D att.), tika noteikts, ka Pīrsona koeficients ir 0,52, kas uzrāda vidēji labu sakarību starp šiem grēdu parametriem. Lai labāk vizualizētu augstuma–garuma sadalījuma grafiku, nav attēlotas dažas grēdas ar garumu no 1000 līdz 5000 m. Augstuma un garuma korelācijas tendence kopumā uzrāda, ka īsākās

grēdas ir arī zemākās, un pieaugot grēdu garumam, pieaug to augstums, bet jāņem vērā, ka šī sakarība ir tikai vidēji cieša. Atsevišķos gadījumos grēdas, kas ir 6 m augstas, var būt gan ap 200 m garas, gan 800 m garas.

Simts grēdām (4.11. att.) to augstums un platums tika noteikts manuāli pēc reljefa šķērsprofiliem. Šīm simts grēdām tika salīdzināti to automātiski aprēķinātie un manuāli noteiktie augstumi. Rezultāti uzrāda, ka grēdu platumi ir no 8 m līdz 155 m, bet to vidējais platums ir 59 m (4.8. A att.). Vidējais augstums, kas aprēķināts manuāli ir 1,92 m (4.8. B att.), savukārt vidējais augstums, kas iegūts, to nosakot automātiski šīm pašām grēdām, 1,48 m (4.8. C att.). Manuāli un automātiski iegūtie augstuma rezultāti atšķiras par 0,44 m.



4.8. attēls. Automātiski un manuāli aprēķināto 100 grēdu morfoloģisko parametru sadalījums. **A.** Manuāli aprēķināto grēdu platums. **B. C.** Automātiski un manuāli aprēķinātais grēdu augstums. **D.** Manuāli un automātiski aprēķināto grēdu korelācijas sadalījums. **E.** Garuma un platumā korelācija. **F.** Garuma un automātiski aprēķinātā augstuma korelācijas grafiks. Apzīmējumi: *Hm* – grēdu augstums, kas iegūts manuāli; *Ha* – grēdu augstums, kas iegūts automātiski.

Pīrsona korelācijas koeficients ir 0,73 (4.8. D att.), kas uzrāda ciešu korelāciju starp abām metodēm. Augstuma atšķirības varēja rasties no tā, cik precīzi un cik lielā pietuvinājumā ir izzīmētas līnijas pa grēdas kori. Grēdas tika kartētas pietuvinājumā 1:1500. Veicot reljefa formu digitizēšanu līnijas pa kori varēja nebūt precīzi novilkta līdz grēdas piekājei, kas varēja veidot augstuma atšķirības.

Simts grēdu garumam – platumam (4.8. E att.) un garumam – augstumam (4.8. F att.) attiecīgi Pīrsona korelācijas koeficienti ir 0,44 un 0,43, kas uzrāda salīdzinoši mazu korelāciju starp parametriem. Savukārt manuāli iegūtā augstuma un garuma Pīrsona korelācijas koeficients ir viszemākais 0,25 (4.1. tabula).

4.1. tabula

100 mazizmēra grēdu morfometrisko parametru korelācijas koeficienti

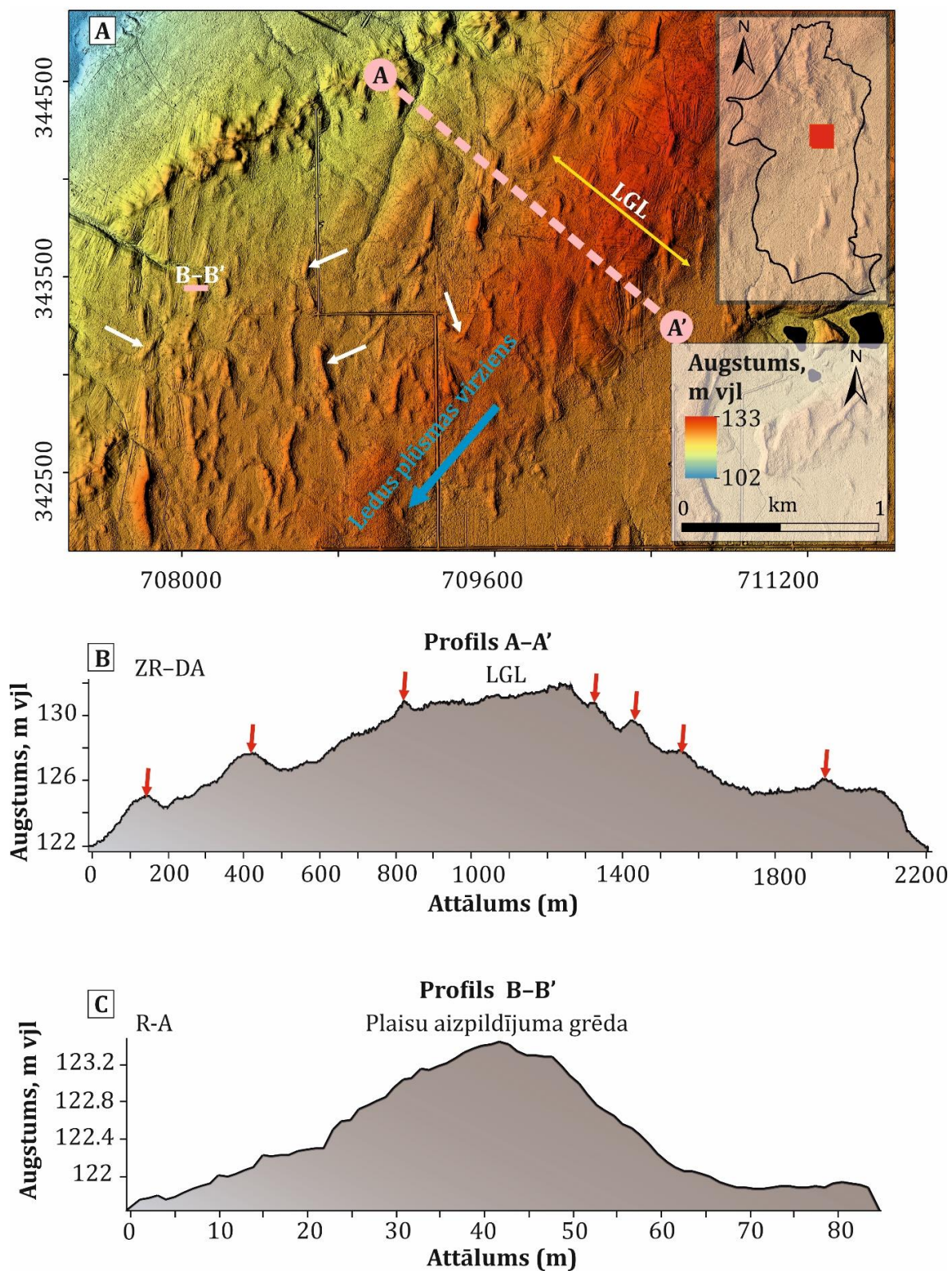
<i>Hm (m)</i>	<i>Ha (m)</i>	<b>0.73</b>	<i>Ha (m)</i>	<i>Platums (m)</i>	<b>0.28</b>
<i>Platums (m)</i>	<i>Garums (m)</i>	<b>0.44</b>	<i>Hm (m)</i>	<i>Garums (m)</i>	<b>0.25</b>
<i>Hm (m)</i>	<i>Platums (m)</i>	<b>0.40</b>	<i>Ha (m)</i>	<i>Garums (m)</i>	<b>0.53</b>

*Hm* – grēdu augstums, kas iegūts manuāli; *Ha* – grēdu augstums, kas iegūts automātiski.

Iepriekš minētie morfometriskie parametri ir raksturīgi zinātniskajā literatūrā aprakstītajām plaisu aizpildījumu grēdām. Grēdu tīkli, kas galvenokārt vērsti šķērseniski vai ieslīpi pret ledus plūsmas virzienu, ir plaši izplatīti pulsējošu ledāju malas priekšā (Sharp 1985; Evans un Rea 1999; Schomacker et al., 2014 ). Plaisu aizpildījuma grēdas tiek uzskatītas par vienu no galvenajiem kritērijiem, pēc kuriem iespējams atpazīt pulsējošus ledājus (Farnsworth et al. 2016; Ingólfsson et al. 2016).

Atzeles pacēlumā plaisu aizpildījuma grēdas galvenokārt ir izplatītas pētījuma teritorijas centrālajā daļā (4.1. att.), kur tās ir izkārtušās, veidojot garus koridorus, kas ir viens no grēdu telpiskā sakārtojuma veidiem. Tiek uzskatīts, ka plaisu aizpildījuma grēdas, kas veidojas zem ledus lielplūsmas, mēdz veidot ierobežotus koridorus gar ledus lielplūsmas centrālo daļu, kur vislabāk ir bijušas attīstītas bazālās stiepes plaisas (Evans et al. 2016). Pētījuma teritorijas ziemeļu daļā plaisu aizpildījuma grēdu izplatība samazinās vai arī tās vairs nav redzamas mūsdienu reljefā, iespējams to mazās saglabāšanās potenciāla dēļ.

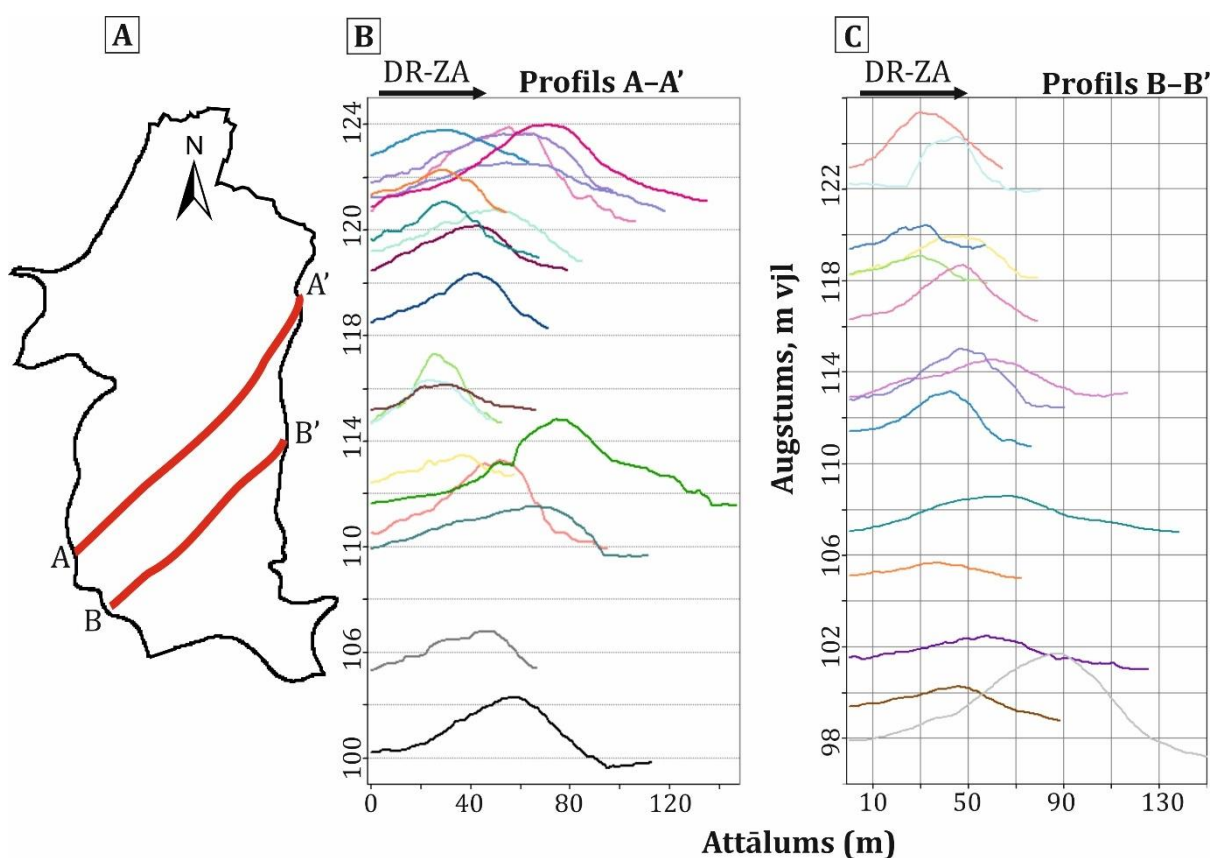
Lubāna ledus loba gultnē, galvenokārt vairāk tās centrālajā daļā, ir izsekojami atsevišķi lielizmēra glaciālo lineamentu segmenti, virs kuriem sastopamas plaisu aizpildījuma grēdas (4.9. att.). Šāds reljefa formu savstarpējais izkārtojums liecina, ka grēdas ir veidojušās vēlākā laika posmā nekā LGL.



4.9. attēls. Plaisu aizpildījuma grēdas un LGL izkārtojums. **A.** DRM fragments, kur redzams reljefa formu izkārtojums. Kartes labajā stūrī pētījuma teritorija, kurā ar sarkanu kvadrātu parādīts, no kurienes ir attēla fragments. Izvilkti šķērsprofili A–A' un B–B' pāri LGL un plaisu grēdām. Ar baltām bultām parādītas dažādas orientācijas plaisu aizpildījuma grēdas. **B–C.** Grafiki profila līnijām A–A' un B–B'. Ar sarkanajām bultām parādītas plaisu aizpildījuma grēdas, kas uzguldītas uz LGL.

Kā redzams 4.1. attēlā, tad LGL ir paralēli ledus plūsmas virzienam, savukārt grēdas ir izvietotas galvenokārt šķērseniski. Plaisu aizpildījuma grēdu morfometriskās atšķirības starp LGL ir galvenokārt vērojamas to augstuma, platuma un garuma izmaiņās. Reljefa profilā A–A' (4.9. B att.), redzams, ka LGL platums un augstums attiecīgi ir 2200 m un 9 m. Savukārt plaisu aizpildījuma grēdu augstums sasniedz tikai 1,5 m, un platums ir ap 70 m (4.9. C att.), kā arī grēdu nogāzes saglabā simetriju, kā tas ir vērojams lielākajai daļai grēdu profiliem (4.10. B–C att.).

Atsevišķos gadījumos izzīmējot šķēršprofilus pāri grēdām ir novērojama stāvāka viena vai otra grēdas nogāze (4.10. B–C att.). Lielākoties konstatētā grēdu nogāžu simetrija liecina, ka reljefa formas ir veidojušās, ledus loba aprimšanas laikā, zemledāja materiālam iespiežoties bazālajās plaisās, kad ledājs ir atkāpies, grēdas ir izkusušas un saglabājušas savu formu. Ja ledus lobs turpinātu plūst uz priekšu, tad reljefa formas tiktu deformētas, piemēram, noliektas uz priekšu, kas atspoguļotos grēdu nogāžu asimetrijā. Abos profilos redzams, ka ir dažas grēdas, kas ir augstākas par tipiskām plaisu aizpildījuma grēdām. Tās ir interpretētas kā zigzag veida grēdas, kas galvenokārt sastopamas Tilžas pagasta apkārtnē.



4.10. attēls. **A.** Profilu izvietojums. **B. un C.** Plaisu aizpildījumu grēdu topogrāfiskie šķēršprofilu no A attēla. Ar bultām parādīts virziens, kā vilkti profili pret ledus plūsmas virzienu.

Plaisu aizpildījuma grēdas teritorijas dienvidu daļā, aiz Numernes vaļņa, kas tiek interpretētas kā laterālā bīdes morēna, novērojamas reti. Numernes valnis ir veidojies ledus loba sānu daļā starp lēnas un ātras ledus plūsmas iecirkņiem (Zelčs u.c. 2018a). Plaisu aizpildījuma grēdu esamība Atzeles pacēluma centrālajā daļā liecina, ka šajā zonā ir bijusi visātrākā ledus plūsma, kas veicināja bazālo stiepes plaisu veidošanos. Aiz Numernes vaļņa savukārt atradās ledus loba sānu daļa ar ļoti lēni plūstošu vai jau aprimušu ledu.

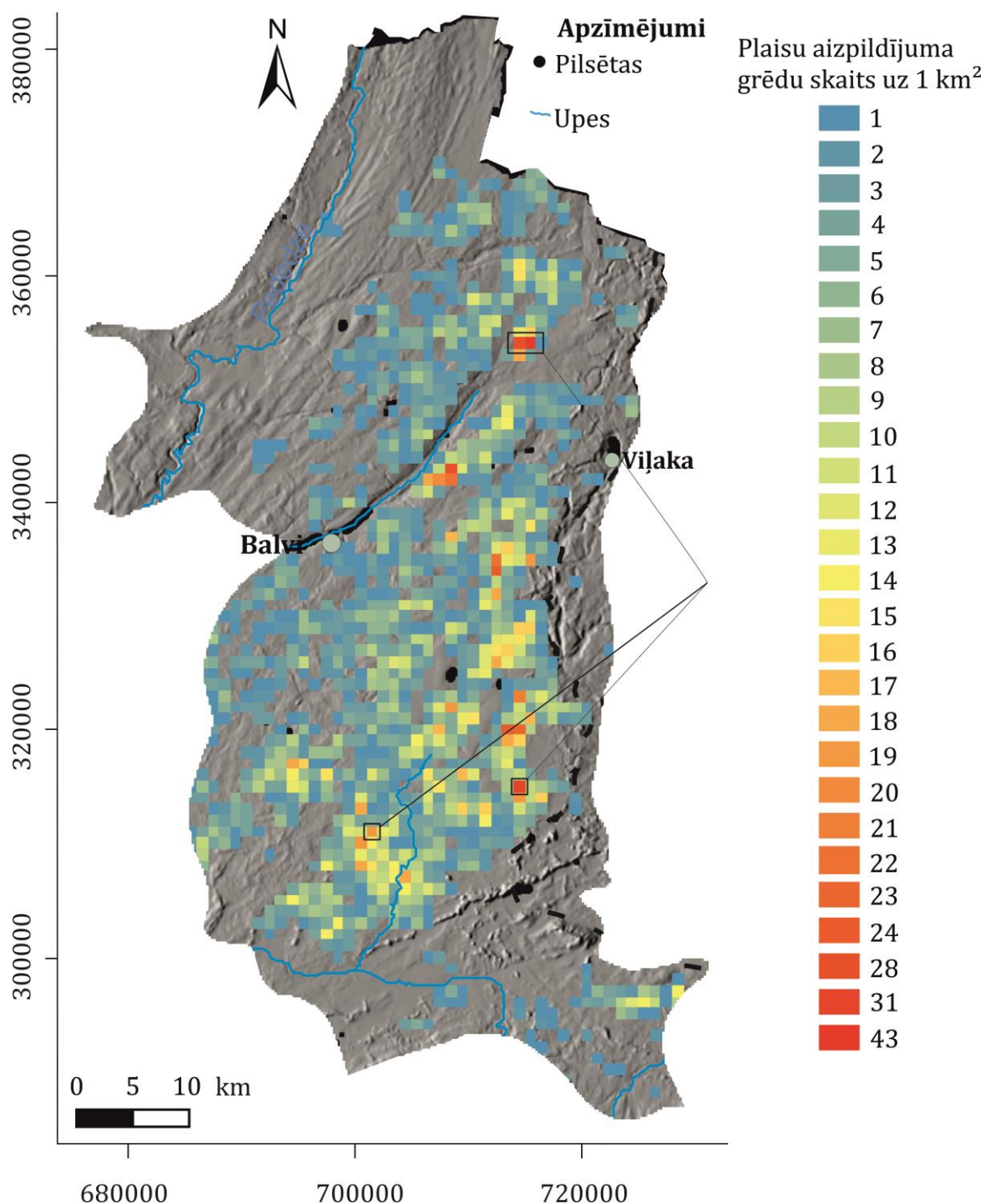
Plaisu aizpildījuma grēdām tika noteikts blīvums (4.11. att.) uz 1 km<sup>2</sup>, saskaitot to skaitu katrā šūnā ar izmēru 1 x 1 km. Ja līnija šķērso laukumu, tad tā tiek pieskaitīta arī blakus kvadrāta aprēķinos. Respektīvi, kopējais digitizēto grēdu skaits jeb līnijveida objektu skaits ir 4903, bet nosakot grēdu blīvumu, kopējais līnijveida objektu skaits ir 5788. Iegūtie rezultāti uzrāda, ka maksimālais grēdu blīvums ir 43 grēdas uz 1 km<sup>2</sup>, bet vidējais blīvums ir 5 grēdas uz km<sup>2</sup>. Visbiežāk blīvums ir tikai 1 grēda uz km<sup>2</sup>, bet pārsvarā ir no 1 līdz 5 grēdām. Kopējā tendence uzrāda, ka plaisu aizpildījuma grēdu blīvuma rādītāji ir izkārtoti izklaidus, bet paaugstināts grēdu blīvums novērojams pētījuma teritorijas austrumu un centrālajā daļā.

Plaisu aizpildījuma grēdas galvenokārt sastāv no augšpleistocēna Latvijas svītas glaciģēnajiem (morēnas) nogulumiem (4.1. B att.), kas izplatīti pētījuma teritorijas lielākajā daļā. Savukārt, kā redzams kvartāra nogulumu izplatības kartē (1.5. A att.), pētījuma teritorijas centrālajā daļā morēnas nogulumi ir pārklāti ar glaciolimniskajiem nogulumiem, kā arī vietām sastopami glaciofluviālie nogulumi. Vietām virs ledāja sprostezeru nogulumiem plaši attīstījušies purvi. Līdz ar to patiesais grēdu skaits varētu būt lielāks, jo daļa no tām ir pārklātas ar glacioakvālajiem nogulumiem un grēdas nav identificējamās mūsdienu zemes virsā.

Interesanti, ka plaisu aizpildījuma grēdu lielākais blīvums ir apgabalos, kur apkārtesošos nogulumus veido glaciolimniskie un purva nogulumi. Tas liecina, ka grēdas visblīvāk veidojās tieši ledus loba gultnes zemākajās daļās. Grēdu izplatība pētījuma teritorijas centrālajā daļā ir saistīta ar lielāku ledus plūsmas ātrumu, ko iespējams ietekmēja arī zemkvartāra virsmas reljefs.

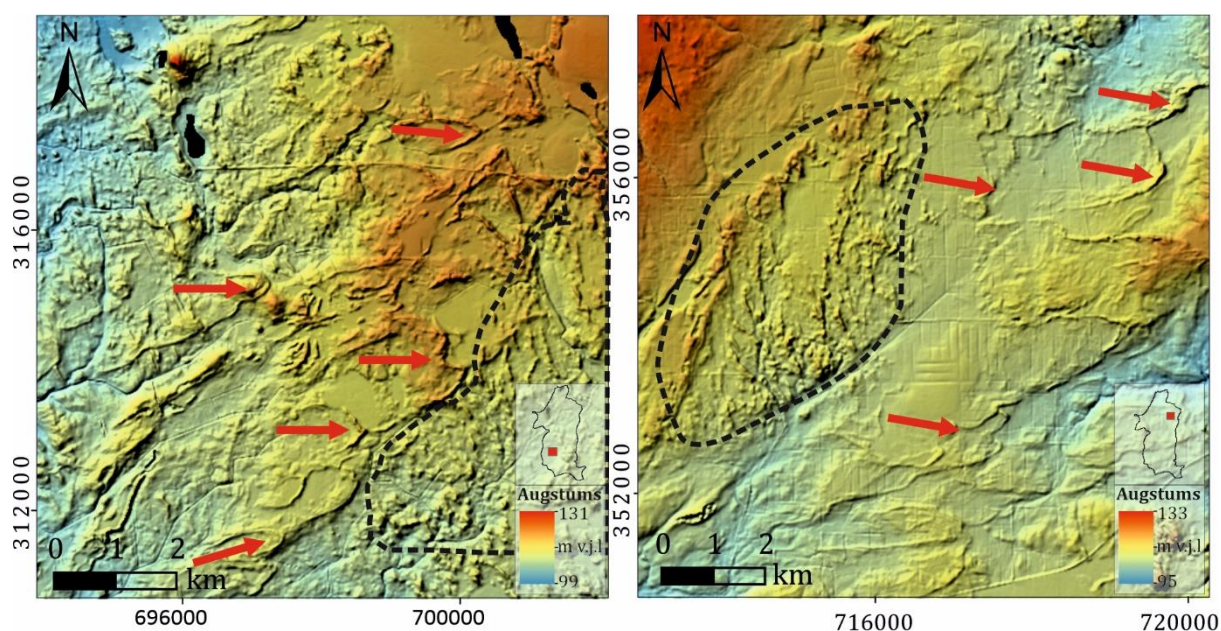
Subkvartārās virsmas topogrāfijā (1.3. att.) vērojams lēzens kritums D virzienā, kur galvenokārt ir izplatīti LGL un nav novērojamas plaisu aizpildījuma grēdas. Iespējams, ka Z daļā, kur bija izplatīt LGL, ledus nebija tik ļoti saplaisājis, plaisas nebija dziļas un kopumā ledāja gultnē bija mazāks porūdēns spiediens, līdz ar to nebija efektīvs hidroplaisāšanas process un tā rezultātā izveidojās mazāka izmēra plaisas. Ūdens spiediens ledus loba gultnē bija mazāks, tāpēc arī zemledāja materiāla injekcija plaisās nebija tik efektīva, kā citās ledus loba gultnes daļās. Jāņem vērā arī tas, ka mazām plaisu aizpildījuma grēdām ir ļoti mazs potenciāls saglabāties mūsdienu reljefā, jo tās varēja tikt erodētas ar ledājkūšanas ūdeņiem un mūsdienu upju straumēm, vai tikt pārklātas ar ledus laikmeta beigu posma vai holocēna nogulumiem. Savukārt centrālajā daļā ledus loba gultnes daļā tā plūsma bija ātrāka, aktīvāka un ledāja gultnē

bija augstāks porūdens spiediens, kas sekmēja bazālo plaisu veidošanos. Papildus varēja arī norisināties hidroplaisāšanas process, kas varēja gan paplašināt jau eksistējušās plaisas, gan radīt jaunas, izveidojot plašus plaisu tīklus (Rea un Evans 2011; Yehoshua 2017).



4.11. attēls. Plaisu aizpildījuma grēdu blīvums Atzeles pacēlumā. Sagatavojusi autore, par pamatni izmantojot DRM. Ar melniem kvadrātiem atzīmēti laukumi, kuros grēdu augstums un platums tika noteikts manuāli. Ar melnu pārtrauktu līniju – Linkuvas fāzes ledāja malas pozīcija pēc Zelčs u.c. 2011.

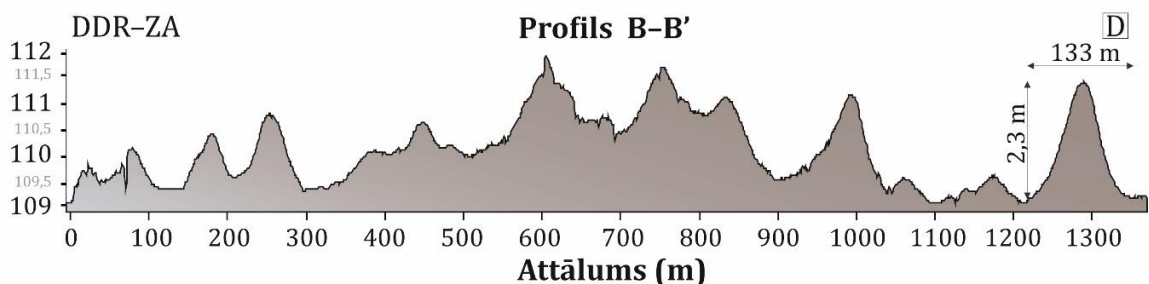
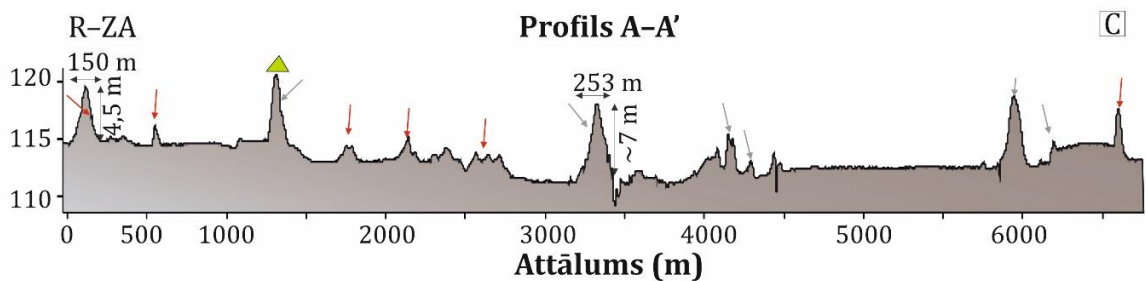
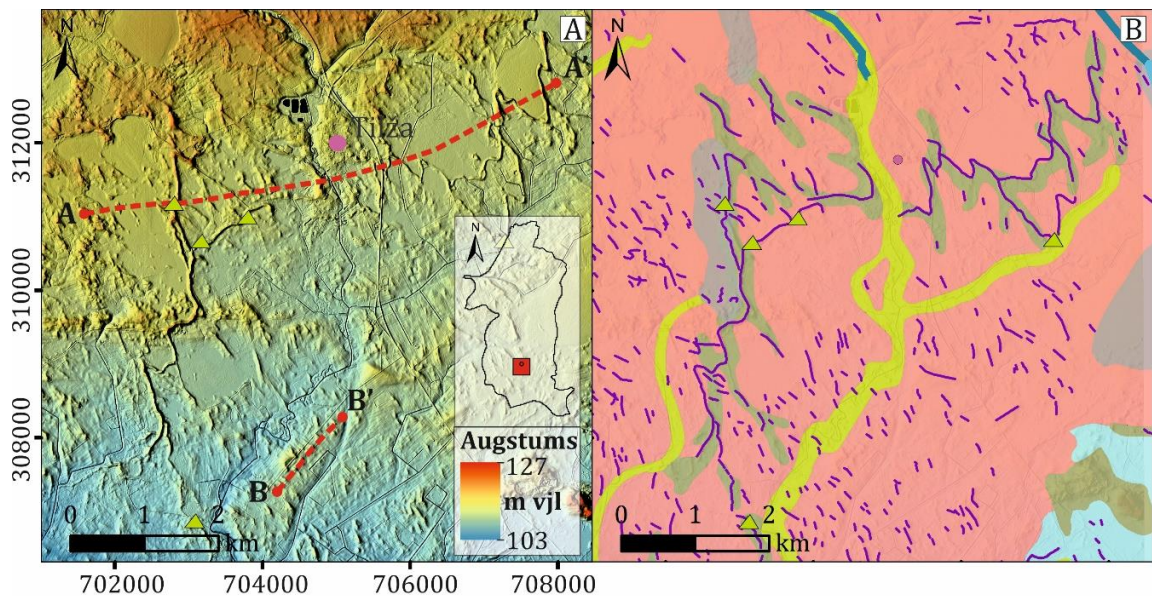
Atzeles pacēlumā plaši izplatītas ir arī kāpas, kas lielākoties veido kāpu masīvus un atsevišķas paraboliskas grēdas. Analizējot digitālā reljefa modeli, tika secināts, ka kāpas ir izplatītas lielākā pētījuma teritorijas daļā, kā tas attēlots kvartāra nogulumu izplatības kartē (1.5. A att.). Lielākie iekšzemes kāpu masīvi atrodas pētījuma teritorijas rietumu daļā, kur tās izveidojušās Lubāna sprostezera krasta līniju tuvumā. Kāpas ir izplatītas Balvu, Rugāju, Lazdukalna un Bērzpils pagasta apkārtnē (4.12. A att.). Vēl viens kāpu masīvs atrodas teritorijas A daļā, Liepņas pagasta DA daļā un Žīguru pagasta R daļā (4.12. B att.). Pētījuma izstrādes gaitā kāpu izplatība pētījuma teritorijā apgrūtināja subglaciālo reljefa formu identificēšanu un digitizēšanu. Kā redzams 4.12. attēlā, tad plaisu aizpildījuma grēdas ir izplatītas plašos apgabalos, kur tās, iespējams, pārklāj plaisu aizpildījuma grēdas. Abos piemēros 4.12. attēlā ir redzams, ka eolie nogulumi ir pārguldīti pāri plaisu aizpildījuma grēdām, kas sarežģī šo reljefa formu identificēšanu un digitizēšanu.



4.12. attēls. Digitālais reljefa modelis ar iekšzemes kāpu masīviem **A.** Rugāju un Lazdukalna pagasta apkārtnē. **B.** Liepņas un Žīguru pagasta apkārtnē. Ar sarkanajām bultiņām norādītas izteiksmīgākās paraboliskās kāpas, ar melnu pārtrauktu līniju iezīmētas vieta, kur ir plaisu aizpildījuma grēdas.

#### 4.2.1. Zigzagveida grēdas

Atzeles pacēluma centrālajā daļā, Balvu novada Tilžas pagastā, sastopami dažādos virzienos orientēti segmenti, kas veido garu, sazarotu grēdu tīklu jeb zigzagveida grēdas (4.13. att.). Šādi veidojumi pētījuma teritorijā un Latvijā kopumā ir atklāti pirmo reizi.



**Apzīmējumi:** → Plaisu aizpildījuma grēdas    → Zig-zag grēdas    ▲ Urbuma vietas

4.13. attēls. Sazaroti grēdu tīkli jeb zigzagveida grēdas Tilžas pagasta apkārtnē. **A.** DRM ar zigzag veida grēdu segmentiem. Kartes labajā stūrī ar sarkanu kvadrātu norādīts no kuras pētījuma teritorijas daļas ir kartes fragments. **B.** Kvartāra nogulumu izplatība kartes fragments uz reljefa virsmas modeļa ar digitizētām reljefa formām. Izvilkti šķēršprofili A–A' un B–B' pāri plaisu aizpildījuma grēdām un zigzagveida grēdām. **C.** un **D.** Profila grafiki līnijai A–A' un B–B'.

Salīdzinot ar tipiskajām plaisu aizpildījuma grēdām (4.13. C–D att.), zigzagveida grēdu visi morfoloģiskie parametri ir lielāki. To augstums un platumi attiecīgi var sasniegt ap 7 m un 253 m. Pētījuma teritorijā identificēto zigzag grēdu tīklu kopējais garums sasniedz ap 20 km, kur katrs no tiem ir ap 10 km garš. Iespējams, ka abi grēdu tīkli sākotnēji ir veidojuši vienu

sistēmu, bet deglaciācijas beigu posmā notiekot ledājkūšanas ūdeņu darbībai, tīkls ir sadalīts atsevišķos segmentos. Grēdu telpiskais izkārtojums ir ļoti mainīgs. Tās ir orientētas gan Z–D virzienā (šķērseniski (ieslīpi) ledus plūsmai), gan ZA–DR virzienā (paralēli ledus plūsmai). Vietās, kur atsevišķi grēdu segmenti maina telpisko orientāciju, vērojams, ka tās veido gandrīz 90°.

Vislielākie zigzagveida grēdu tīkli atrodas uz Z–ZR no Numernes vaļņa, kas iezīmē zonu ledājā, kur attīstījās vairāki dažādu virzienu spriegumi, ņemot vērā, ka ledus loba sānu daļā notiek plūsmas bremsēšanās un iespējamās ledus plūsmas ātruma atšķirības. Iespējams, tāpēc šeit ir izveidojušās lielākās dažādas orientācijas plaisas un to sistēmas, kas saistītas ar ledus plūsmas dinamikas nevienādīgumu un atšķirīgiem spriegumiem ledus ķermenī.

Pie mūsdienīgu ledājiem un iespējams arī pleistocēna ledājiem bija pilnībā atvērtas plaisas, kurās varēja uzkrāties kūšanas ūdeņi un veidoties zigzag veida osi (Evans et al 2016). Zigzagveida grēdas varēja veidoties virsledāja vai pilna dziļuma atvērtajās plaisās. Pilna dziļuma plaisas varēja veidot attīstītāku, savienotāku sistēmu, kur papildus varēja ieplūst arī virsledāja ūdeņi, kas veicināja plaisu paplašināšanos un traucēja to aizvēršanos.

#### **4.2.2. Plaisu aizpildījuma grēdu iekšējā uzbūve**

Veicot lauka darbus (3.4. att.) tika veikti urbumi gan zigzagveida grēdās, gan plaisu aizpildījuma grēdās, lai noskaidrotu to iekšējo uzbūvi. Urbumi tika veikti Tilžas pagastā. Zigzagveida grēdai tika veikti trīs urbumi Rutkovas ciema apkārtnē un viens urbums Siliņu ciemā, 90 m uz ZR no Siliņu mājām. Urbumi tika veikti šo grēdu korēs, līdz 1,1 un 1,9 m dziļumam. Kvartāra nogulumu izplatības kartē (4.13. B att.) ir iezīmēts, ka zigzagveida grēdas veido glaciofluviālie nogulumu, bet lauka darbos tika noskaidrots, ka šīs grēdas sastāv no morēnas nogulumiem, tāpat kā plaisu aizpildījuma grēdas. Iegūtie rezultāti izslēdz zigzagveida plaisu veidošanos virsledāja apstākļos, bet liek domāt, ka tās bija savienotu zemledāja plaisu sistēmas.

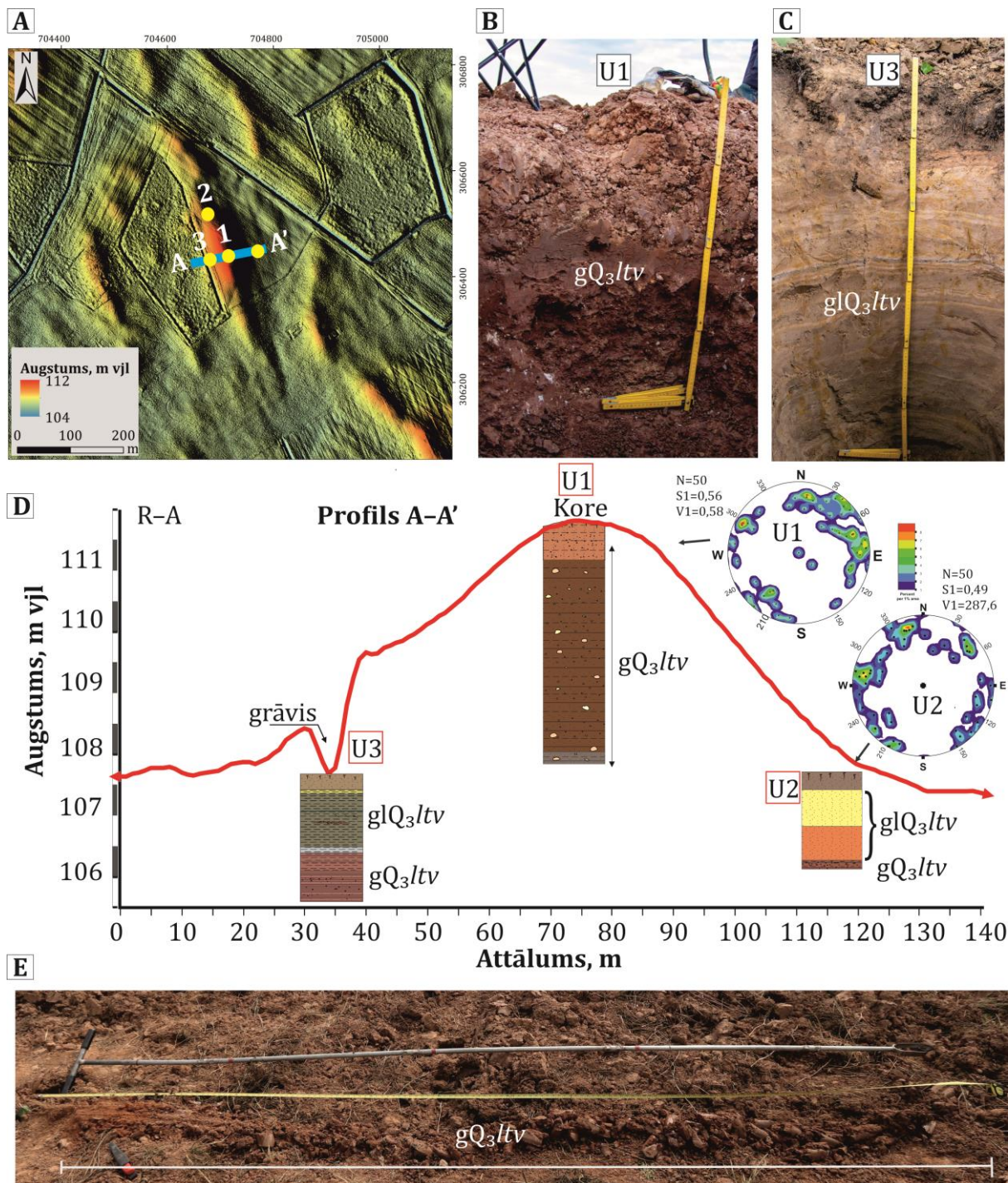
Tilžas pagasta D daļā tika veikti iekšējās uzbūves pētījumi plaisu aizpildījuma grēdām (3.4. att.). Plaisu aizpildījuma grēdai, kas atrodas 1,4 km attālumā uz ZA no Siliņu ciema, Balvu novada Tilžas pagastā (X=704702; Y=306481), tika veikti detāli iekšējās uzbūves pētījumi. Plaisu grēdas garenass ir orientēta ZZR–DDA virzienā, gandrīz perpendikulāri Lubāna ledus loba plūsmas virzienam. Šajā teritorijā kvartāra nogulumu biezums ir apmēram 10 m un ir izplatīti galvenokārt glaciģēnie (morēnas) nogulumu (1.5. att.). Pamatiežu virsmu veido augšdevona Katlešu svītas ( $D_{3kt}$ ) teriģēnie un karbonātiskie nogulumieži, kurus pārstāv dolomītmerģeļi ar dolomītu, kaļķakmens, aleirolīts, smilšakmens (LVGD Pirmskvartāra).

Plaisu aizpildījuma grēdas (4.14. A att.) garums ir 230 m, platums – 88 m, relatīvais augstums sasniedz 4,20 m, savukārt tās absolūtais augstums ir 111,75 m v.j.l. Grēdas teritorijā tika veikti trīs urbumi (4.14. A un D att.), tās korē (U1) un grēdas piekājēs (U2 un U3). Urbumu U2 un U3 vietās tika ierīkoti skatrakumi, lai veiktu oļu garenasu mērījumus.

Plaisu aizpildījuma grēdas kores augšējās daļas (U1) pirmos 50 cm veido aleirītiska smilts ar grants graudiem un organiku. Šie ir eluviālie nogulumi jeb augsnes veidošanās procesos pārveidota morēna. Grēda līdz 4 m dziļumam sastāv no brūnas – pelēcīgi brūnas morēnas nogulumiem (4.14. B un E att.). Gan urbuma serdē, gan arī turpat izveidotajā skatrakumā tika novērots liels, visticamāk lokālas izcelsmes karbonātisku oļu pārsvars, kas apliecina, ka plaisu aizpildījuma grēdas veidojošais materiāls ir zemledāja izcelsmes morēna. Urbuma apakšējo daļu (20 cm) veido pelēcīgi brūna putekļaina smilts ar granti un karbonātiem oļiem (morēna). Skatrakumā tika veikti oļu linearitātes mērījumi, lai noskaidrotu zemledāja materiāla pārvietošanās virzienu, un vai ir ticis injicēts augšup bazālajā plaisā. Rezultāti lielākoties norāda uz oļu garenasu kritumu ZA, AZA, kas ir perpendikulāri grēdas orientācijai. Tas norāda uz zemledāja materiāla pārvietošanu ledus plūsmas virzienā. Vidējais oļu krituma leņķis ir 56°. Lai gan oļu krituma leņķi kopumā nav izteikti stāvi, atsevišķu oļu garenasis krīt gandrīz 90 grādu leņķī, kas, iespējams, liecina par materiāla injekciju bazālajā plaisā. Citu oļu kritums, iespējams, saglabājis kritumu un orientāciju, kas tika iegūta morēnas materiāla noguldīšanas procesā, pirms tās injekcijas bazālajā plaisā.

Plaisu aizpildījuma grēdas nogāzes pašas lejasdaļas urbuma (U2) augšējo daļu veido smalkgraudaina smilts (līdz 1,45 m). No 1,45 līdz urbuma beigām slāni veido plātņaina morēna, kurā novērojamas retas augu atliekas. Morēnas slānī veiktie oļu linearitātes mērījumi uzrāda augstu izkliedi, kas nav reprezentatīvi, lai noteiktu ledāja sprieguma virzienu (4.14. D att., U2).

Urbuma (U3), kas tika veikts grēdas pakājē, augšējo daļu līdz 1,60 m, veido aleirīta un smilts mija ar izteiktu sīkslāņojumu. Pie 0,70 m atzīmes vērojamas atūdeņošanās jeb injekcijas (galvenokārt – liesmu) tekstūras, kas liecina, ka nogulumi uzkrājušies strauji, un tajos bijis augsts porūdēns spiediens. Tekstūras veidojušās, paguļošajam smalkgraudainākā nogulumu slāņa sašķidrināšanās rezultātā. Skatrakumā redzams, ka pie 0,80 m atzīmes slānī ir izsekojama apmēram 3 cm bieza māla lēca ar oli, iespējamo pilienakmeni. No 1,60 m līdz 2,10 m nogulumi kļūst mālaināki ar retiem oļiem. Iegūtie rezultāti uzrāda, ka te ir bijis lokāls baseins, kas ir bijis salīdzinoši sekls, jo augšējo urbuma daļu veido smilts un putekļi, kur novērojams ritmisks slāņojums.



4.14. attēls. Lauka darbu rezultāti. **A.** DRM ar plaisu aizpildījuma grēdu, kurai tika veikti detālāki lauka pētījumi. **B.** Skatrakums grēdas korē, kur tika veikti oļu mērījumi, baltie raibumi morēnas slānī ir dolomīta atlūzas. **C.** Redzama skatrakuma siena, kas uzrāda, ka augšējo daļu veido glaciolimniski nogulumi. **D.** Grēdas profils ar urbumiem un oļu mērījumiem. **E.** Urbuma serde no grēdas kores, redzams, ka grēda sastāv no morēnas nogulumiem.

Iegūtie urbumu un skatrakumu rezultāti plaisu aizpildījuma grēdā uzrāda, ka kvartāra nogulumu izplatības kartē (1.5. A att.) netiek parādīta nogulumu izplatība lokālā situācijā, jo aptuveni 80 m attālumā ir nomainījusies nogulumu granulometrija. Iespējams, ka urbumā Nr.

2 (U2) ir bijusi seklākā baseina daļa, bet urbumā Nr. 3 (U3) ir bijusi mazliet dziļāka baseina daļa, tāpēc arī ir vērojamas graudu izmēra izmaiņas.

Urbuma rezultāti uzrāda, ka baseina nogulumi aizpilda ieplakas starp plaisu aizpildījuma grēdām, kas liecina, ka teritorijās, kur ieplakās ir uzkrājušies glaciolimniskie nogulumi vai purva nogulumi, grēdu amplitūda ir lielāka, kā tas ir novērojams grēdu profilos. Iegūtie rezultāti uzrāda, ka plaisu aizpildījuma grēdas iekšējo uzbūvi veido zemledāja morēnas nogulumi ar lielu karbonātiskā materiāla piejaukumu. Arī pie mūsdienu ledājiem veiktie sedimentoloģiskie pētījumi liecina, ka plaisu aizpildījuma grēdas sastāv no zemledāja morēnas kā tas ir, piemēram pie Mūlajokula izvadledāja, Islandē (Jónsson et al. 2014). Līdzīgi iekšējās uzbūves rezultāti ir iegūti plaisu aizpildījuma grēdām, kas izplatītas Kursas zemienē un Austrumkursas augstienes rietumu daļā (Lamsters et al. 2021).

### **4.3. Ledājūdeņu reljefa formas**

Zemledāja kušanas ūdeņu drenāžas (noteces) sistēmas ir cieši saistītas ar ledus vairoga dinamiku (Storrar et al. 2014; Dewald et al. 2022). Tāpēc ledājūdeņu veidotas reljefa formas ir nozīmīgas paleoglacioloģiskām rekonstrukcijām, jo tās raksturo ledāja mijiedarbību ar gultni, kā arī ledājkušanas ūdeņu ciešu saistību ar tuneļielejām vai zemledāja kanāliem. Atzeles pacēlumā ledājūdeņu reljefa formas veidojušās divās deglaciācijas fāzēs – Gulbenes un Linkuvas. Novērojamas liecības par palielinātu ledājkušanas ūdeņu daudzumu deglaciācijas laikā. Osu un citu ledājūdeņu reljefa formu izplatība Atzeles pacēlumā ir parādīta 4.1. attēlā.

Atkāpjoties Lubāna ledus lobam, Atzeles pacēlumā attīstījās strauja ledājkušanas ūdeņu noplūde un izveidojās ledājūdeņu noteces ieleja jeb pārgāznes noteces ieleja. Tā ir mantota reljefa forma, kas veido ielejveida iegrauzumu pamatiežos un mūsdienu reljefā sastopama kā Bolupes senieleja, kurai cauri tek Bolupe (Balupe). Ledājūdeņu notece ielejā veidojās pieledāja teritorijā un attiecībā pret ledāja malu to var izdalīt kā radiālas noteces ieleju, kas plūda prom no ledāja malas. Ledāja malai stabilizējoties Linkuvas fāzes laikā, tās priekšā izveidojās Žīguru ledus sprostezers, no kura noplūda ūdeņi uz Lubāna ledus ezeru, kas bija izveidojies pēc ledus loba atkāpšanās no Gulbenes fāzes malas veidojumiem. Bolupes ledājūdeņu noteces ieleja stiepjas ap 34 km garumā virzienā ZA–DR. Tās proksimālais gals atrodas uz A no Kupravas ciema un tā distālais gals beidzas Lubāna ledus ezera ZA daļā, kur pārgāznes noteces ieleja beidzas ar plašām deltām. Vietām ielejas platums sasniedz ap 1,5 km.

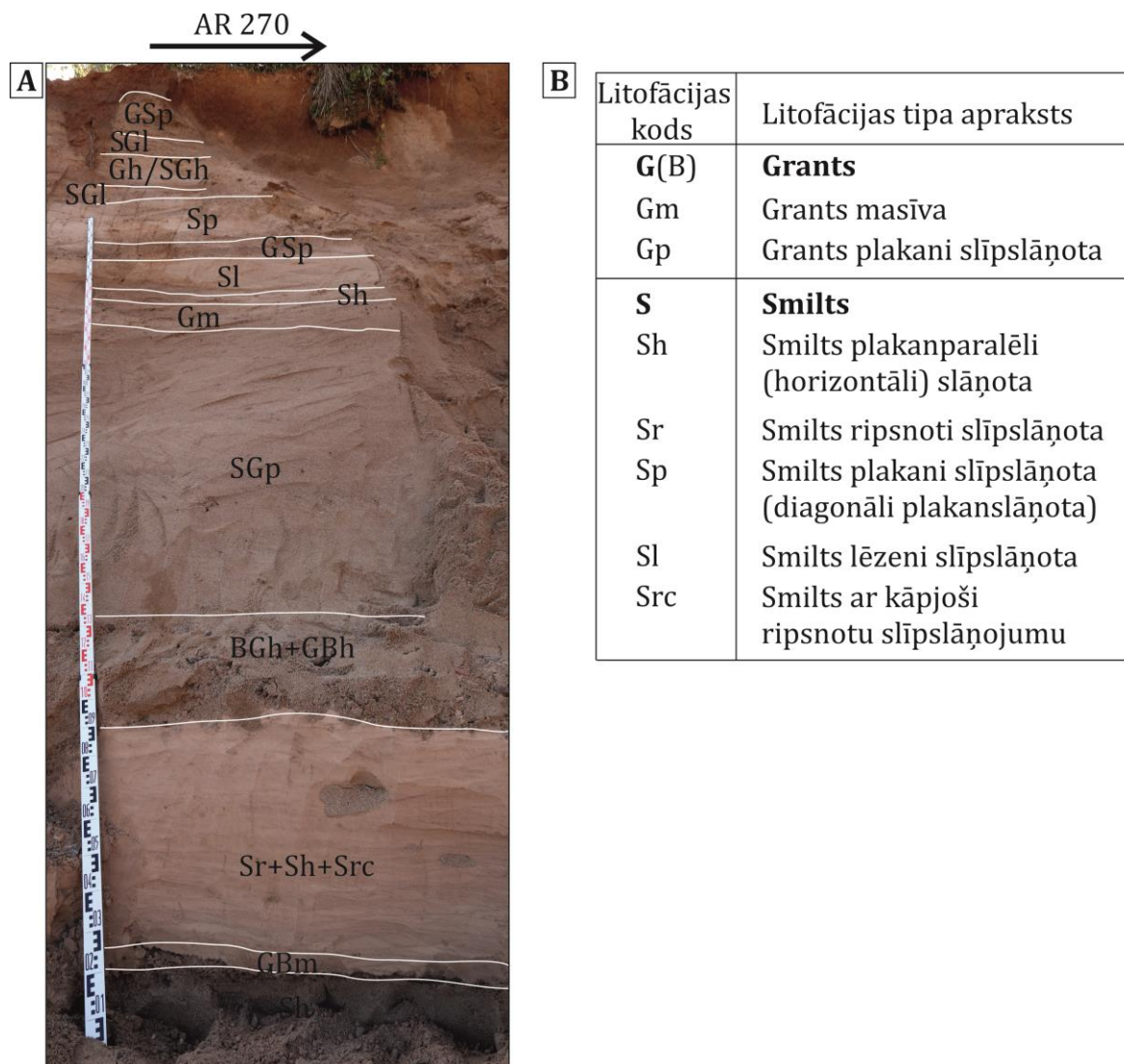
Atzeles pacēlumā tika identificētas arī tuneļielejas. Tās ir orientētas gan ledus plūsmas virzienā, gan arī šķērseniski, sadalot LGL atsevišķos segmentos. Tuneļielejas, iespējams, liecina, ka ir notikusi katastrofāla ledājūdeņu noplūde (Burke et al. 2010). Tuneļielejas un

ledājūdeņu kanāli galvenokārt veidojās no virsledāja ūdeņiem, tiem noplūstot zem ledāja caur ūdensrijējiem un iekšledāja kanāliem. Tuneļielejās ir izveidojušies osi, kuru garenasis ir orientētas ZA–DA virzienā, bet ir atsevišķas grēdas, kuras stiepjas Z–D virzienā. Daudzviet teritorijā atsevišķi osu segmentu posmi varētu būt daļēji aprakti zem sprostezeru nogulumiem un iekšzemes kāpām. Osu blīvums pētījuma teritorijā ir nevienmērīgs. Plašas osu sistēmas ir sastopamas Balvu novadā, kā arī gar Linkuvas malas zonu. Atsevišķi osu segmenti – sānu osi, novērojami gar Lubāna ledus loba sānu malu, pie Alūksnes augstienes D daļas. Sānu osu veidošanās saistīta ar to, ka centrālajā daļā ledus biezums, radot hidrauliskā potenciāla samazināšanos un hidrauliskā gradienta slīpumu sānu malas virzienā.

Garākā no tuneļielejām atrodas teritorijā, kur mūsdienās tek Igrīves upes. Igrīves tuneļielejas distālajā galā ir izveidojies oss. Osa garums ir ap 3 km, augstums sasniedz 5–7 m un platums ir ap 150 m. Daļa no osa ir norakta, jo notiek derīgo izrakteņu ieguve smilts-grants atradnē “Lejupes”. Tuneļielejas garums sasniedz ap 30 km un tā ir orientēta ZA–DR virzienā. Lejupes osa (X=694229; Y=355735) distālajā daļā tika veikti lauka darbi, kur tika noskaidrots, ka osa kodola fāciju galvenokārt veido dažāda granulometriskā sastāva glaciofluviālie nogulumi (4.15. att.). Osa kodola apakšējo daļu (25 cm) veido masīva grants ar oļiem. Virs tā ir vērojams 70 cm biezs slānis, ko veido smalka smilts un aleirīts, kas atspoguļo sezonālos baseina nogulumus, kas raksturo vasaras un ziemas sezonu. Slānī ir novērojamas, ka ripsnojuma biezums virzienā uz slāņa augšu palielinās. Ripsnojuma augstums slāņa apakšdaļā sasniedz 2 cm, bet slāņa augšdaļā – 5 cm. Slāņa apakšdaļā vērojamas horizontāli (paralēli) slāņota tekstūra, savukārt slāņa augšdaļā ir vērojamas slīpas – kāpjošas tekstūras. Nākamās 6 m atsegumā novērojama vidēji rupjas – rupjas smilts mija ar granti un oļiem. Atseguma vidus daļā ir izsekrojama šaura, akmeņaina josla ar oļiem. Galvenokārt ir sastopamas plakani slīpslāņotas, horizontāli slāņotas un ripsnoti slīpslāņotas smilts-grants nogulumu slāņu mijas, kas norāda, ka nogulumi ir uzkrājušies augtas enerģijas straumju režīmā. Lejupes osa uzbūves īpatnības liecina, kas tas ir veidojies zemledāja tunelī, straujām ledājkušanas ūdeņu plūsmām nogulsējot materiālu.

Garākā osu sistēma atrodas teritorijas D, aiz Numernes vaļņa. Osa proksimālais gals atrodas Abrenes nolaidenumā. Daļa no osa ir pilnībā norakta, tāpēc DRM ir izsekrojamas tikai osa grēdas malas. Tas stiepjas paralēli gar Žurlovas-Malnavas un Naudaskalnu Linkuvas gala morēnu ZA nogāzēm. Garākais osa posms ir ap 11 km. Tālāk gar Elstes kalna gala morēnu oss ir sadalīts īsākos segmentos, kur atsevišķu segmentu garums sasniedz 4 km. Tā distālais gals beidzas pie Numernes vaļņa dienvidu daļas. Osa augstums sasniedz 5 līdz 15 m, un attiecīgi 50 līdz 200 m platumu, bet takā teritorijā ir izplatīti purva nogulumi, tad osu augstums varētu būt vēl lielāks. Pēc morfoloģiskajiem parametriem oss ir assmuguras, vietām apaļmuguras ar

stāvām nogāzēm, kas liecina, ka tā veidošanās varēja notikt iekšledāja tunelī, kas vēlāk ledāja malas tuvumā varēja tikt atvērts.

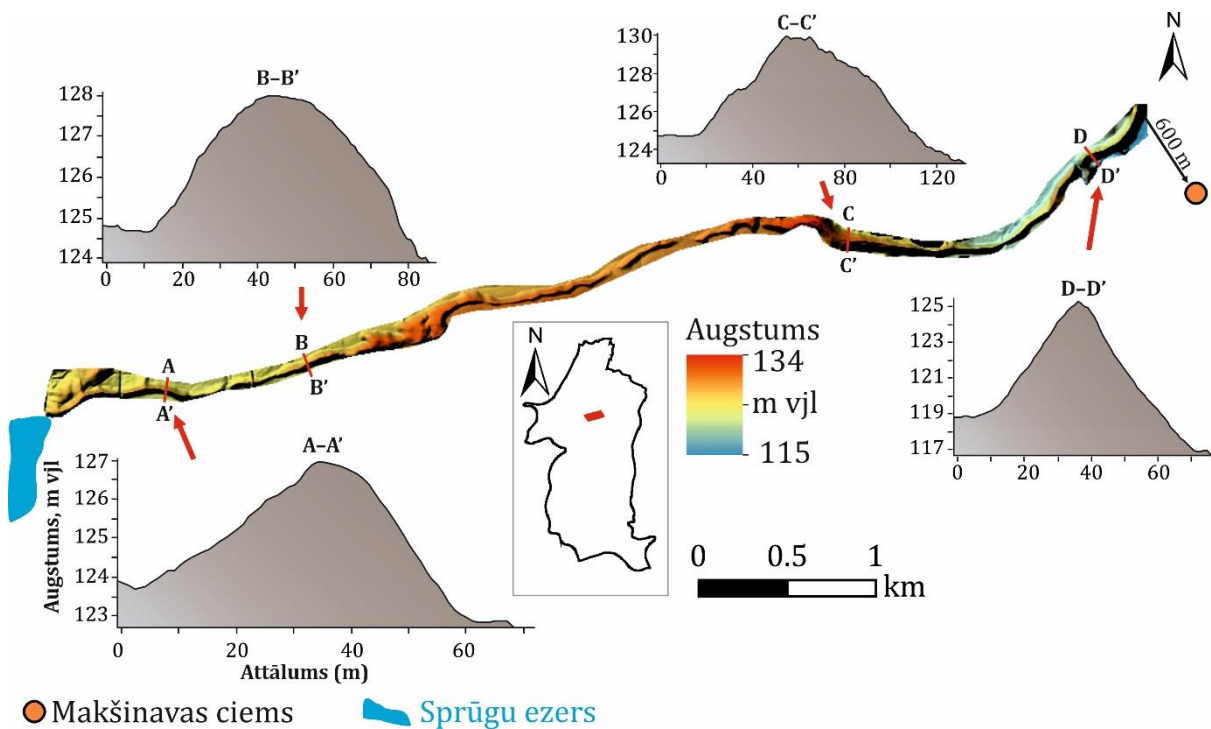


4.15. attēls. Lejupes osa uzbūve. **A.** Atseguma sienas daļa ar glaciofluviālo nogulumu slāņkopām. **B.** Litofāciju kodi (Krievāns 2015).

Balvu novadā ir novērojamas vairākas tuneļielejas, kurās ir izveidojušies osi. Osi ir orientēti gan Lubāna ledus loba plūsmas virzienā, gan šķērseniski tam. Garākais no osiem – Sprūgu oss (4.16. att.) stiepjas 10 km garumā, vērsts ieslīpi pret Lubāna ledus plūsmu un izveidojies tuneļielejā. Tas veido nepārtrauktu osa sistēmu un ir izsekojams visā tā garumā.

Oss galvenokārt ir taisns, bet uz DR no Makšinavas ciema līkumots, un līdz Sprūgu (Sprogas) ezeram ir vērojams galvenokārt taisns segments. Tā proksimālā daļa atrodas uz 550 m uz DA no Ašusila ciema, Vīksnas pagastā un distālais gals iestiepjas Sprūgu ezerā, Vīksnas pagastā, kur atsedzas osa kores daļa, veidojot pussalu. Sprūgu osa platums var sasniegt ap 100 m, bet augstums mainās no 2–3 m līdz 8–10 m. Šķērsgriezumā un profila grafikos redzams, ka

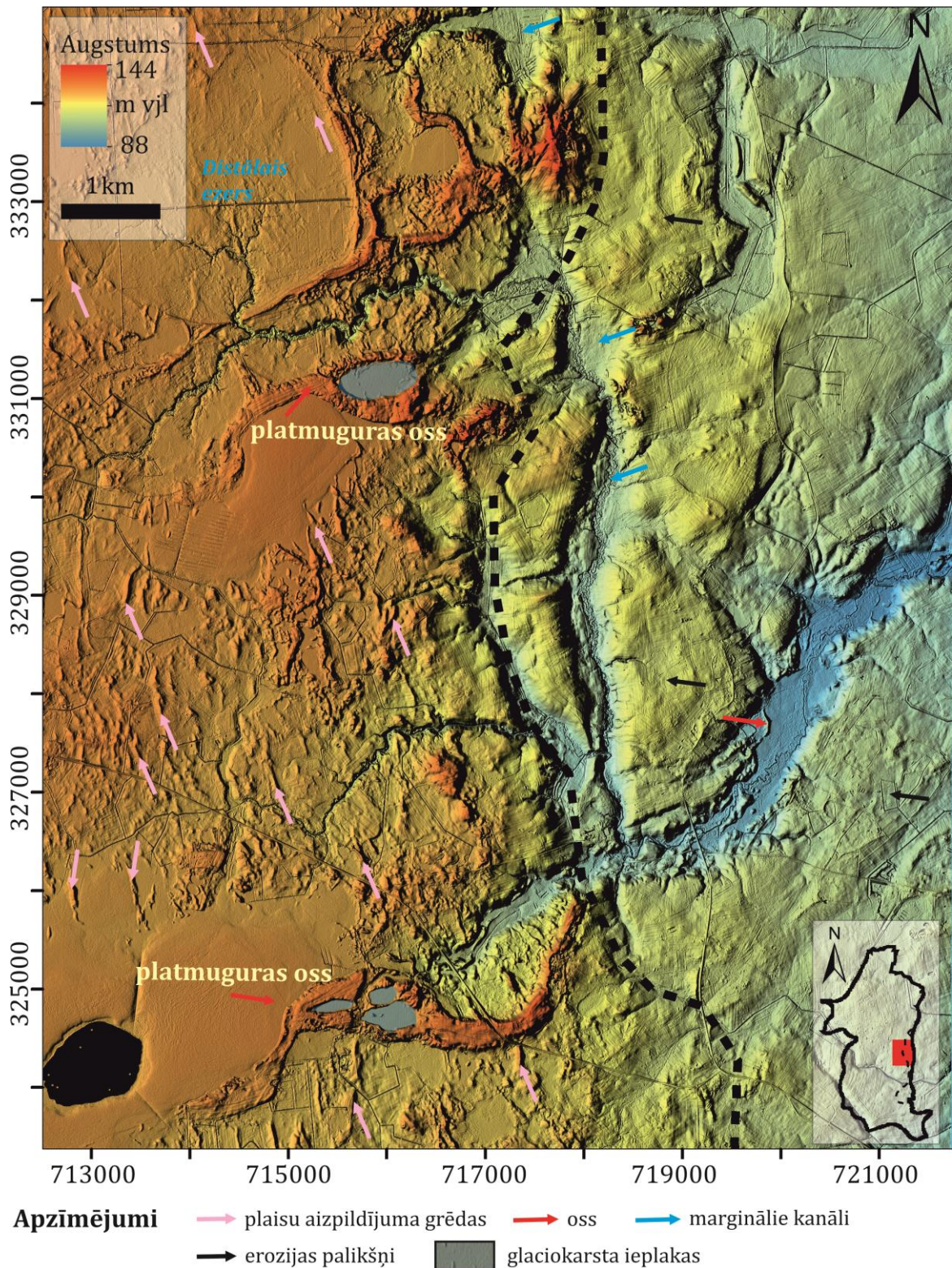
osam ir mainīga morfoloģija. Galvenokārt osam ir stāvas nogāzes un kores daļa ir asa (4.16. att., A–A', C–C', D–D'), bet osa distālajā daļā ir sastopama apaļmuguras kores daļa (4.16. att., B–B'). Šāda situācija liecina, ka oss varēja veidoties gan iekšlējējā tunelī, gan virslējējā kanālos (4.16. att.).



4.16. attēls. DRM ar Sprūgu osa fragmentu. Osa grēdai izvilkti pāri šķērsprofili. Attēlos parādīti profila grafiki izvilktajām līnijām pāri osam.

Interesanta situācija ir novērojama Atzeles pacēluma A daļā (4.17. att.), kur pēc LiDAR digitālā reljefa modeļa var novērot reljefa formu izkārtojumu attiecībā pret Linkuvas malas joslu. Reljefa formas, kas atrodas pa kreisi no šīs malas joslas ir veidojušās Gulbenes fāzes laikā, savukārt pa labi, veidojušās Linkuvas fāzes laikā. Linkuvas malas pozīciju fiksē marginālā noteces ieleja, kas plūdusi uz D, gar ledāja malu. Teritorijā aiz Linkuvas malas joslas – Abrenes nolaidenumā ir vērojami atsevišķi palikšņi, kas veidojušies pieledāja un zemledāja ūdeņu erozijas rezultātā.

Atzeles pacēluma A daļā, gar Linkuvas malas joslu ir novērojami plakanmuguras osi, kas iespējams, veidojās Gulbenes fāzes laikā, bet assmuguras osa segmenti, kas iet cauri tuneļielejai, veidojās Linkuvas fāzes laikā. Osa orientācija ir vērsta A–DR virzienā.



4.17. attēls. DRM ar reljefa formu savstarpējo izkārtotumu, parādot divas deglaciācijas fāzes. Pa kreisi no Linkuvas malas joslas reljefa formas, kas ir veidojušās Gulbenes fāzē, bet pa kreisi – Linkuvas fāzē. Gulbenes fāzē ir veidojušies platmuguras osi un plaisu aizpildījuma grēdas, kas iezīmē robežu.

Plakanmuguras osu (4.17. att.) proksimālā daļa sākas pie Linkuvas malas joslas, bet distālais gals beidzas kā delta, kur ledājūdeņi izplūduši no kanāla un atsevišķiem osiem var novērot, ka tas ir sācis zaroties. Plakanmuguras osu garums var sasniegt 10 km, bet tie ir sadalīti atsevišķos segmentos, jo tiem pa virsu ir izveidojušies purvi. Šādi osi, salīdzinājumā ar assmuguras osu, kas veidojies blakus teritorijā – tuneļielejā, ir daudz garāki un platāki. To augstums var sasniegt ap 14 m, un platumš 300–700 m. Savukārt assmuguras oss, kas veidojies tuneļielejā ir ap 8 m augsts, un platumā sasniedz ap 80 m. Tomēr salīdzinot osu sistēmas, kas veidojās Gulbenes fāzē, tad Linkuvas fāzē ir izplatītākas nelielas osu virknes, kas norāda, ka ledāja biezums ir strauji samazinājies un osi veidojušies galvenokārt malas zonas plaisās un nelielos tuneļos.

Plakanmuguras osiem ir identiska morfoloģija un tiem kores daļā ir izveidojušās ieplakas, kas līdzinās glaciokarsta ieplakām. Šādi pazeminājumi uz osa muguras varēja veidoties, kad oss kādā posmā atradās iekšledāja vai zemledāja tunelī, un ledus virsma bija ļoti saplaisājusi. Sabrūkot tuneļa augšai, ledus blāķi tika aprakti un vēlāk izkūstot, izveidoja pazeminājumus osa kores daļā, kas līdzinās glaciokarsta ieplakām.

## 5. DISKUSIJA

### 5.1. Lubāna ledus loba reljefa formas un plūsmas raksturs Atzeles pacēlumā

#### 5.1.1. Plūdlīnijas reljefa formas

Atzeles pacēlumā sastopamo reljefa formu veidošanās apstākļi un telpiskais izkārtojums liek domāt par laiktelpiski atšķirīgiem apstākļiem Lubāna ledus loba gultnē. Būtisks ir jautājums, vai ledus lobam plūdlīnijas reljefa formu veidošanās bijusi raksturīga ātra līdzsvara stāvoklī esoša ledus plūsma vai pulsējoša uzvedība. Pētījumu rezultāti par Ratforda ledus lielplūsmu Rietumantarktīdā liecina, ka zem mūsdienu ledus lielplūsmām arī veidojas LGL. Ratforda lielplūsmas gultnē ir atklāti LGL, kuru maksimālais garums pārsniedz > 18 km (King et al. 2009). Ratforda ledus lielplūsmas virsmas ātrums vidēji ir 400 m gadā (Gudmundsson, Jenkins 2009). Atzeles pacēlumā sastopamās plūdlīnijas reljefa formas ir raksturīgas ātrai ledus plūsmai (Stokes et al. 2013; Ely et al. 2016). Par to arī liecina pētījuma teritorijā identificēto plūdlīnijas reljefa formu morfometriskie rādītāji (4.4. att.), ka LGL, kas veidojas zem ātrām ledus lielplūsmām. Apkopojot rezultātus no Kanādas (Clark 1993), šo reljefa formu garums visbiežāk ir 6 līdz 70 km, platums no 200 līdz 1300 m un attālums starp reljefa formām variē no 300 m līdz 5000 m. Savukārt jaunāko pētījumu rezultāti (Spagnolo et al. 2014), apkopojot gan par mūsdienu, gan pleistocēna ledāju lielplūsmu veidoto LGL morfometriskos parametrus, uzrāda, ka lielākā daļa (80%) LGL ir mazāki par 9 km un to platums ir 100 līdz 200 m. LGL ir ļoti izplatītas reljefa formas Fenoskandijas ledus vairoga centrālās daļas (Putkinen et al. 2017), DA (Lamsters 2015; Lamsters et al. 2021) un D sektoru (Szuman et al. 2021) ātru paleo-ledus lielplūsmu un lobu gultnēs.

#### 5.1.2. Pulsējoši ledāji un to uzplūdi

Veicot Fenoskandijas ledus vairoga paleoglacioloģiskās rekonstrukcijas, ledusvairoga centrālajā daļā, Botnijas līča A daļā, tika identificēti uzplūdu tipa vēdekļi (angļu val. *surge-fans*) (Kleman et al. 1997). Latvijas teritorijā, kas atradās ledusvairoga nogāzes un perifēriālās segas zonā (Zelčs u.c. 2018b), Dž. Klemens (Kleman et al. 1997) ir atzīmējis tikai vienu uzplūdu vai sērdžu vēdekli, kas atbilst Rīgas ledus lielplūsmas Zemgales ledus lobam. Jaunākajos pētījumos (Patton et al. 2017) šis ledus lobs tiek interpretēts kā apūdeņotas gultnes (angļu val. *wet-bed fan*), nevis uzplūdu tipa vēdekļis. Zemgales ledus loba gultnē ir sastopami osi un plūdlīnijas reljefa formas (drumlini un LGL) (Lamsters 2015), kas liecina, ka ir notikusi

ātra ledus plūsma (Evans, Rea 1999). Savukārt pie pulsējoša izvadledāja Islandē – Mūlajokula, tā malas priekšā ir izveidojies lielākais mūsdienu drumlinu lauks (Jónsson et al. 2014), kas ir unikāls ar to, ka drumlini parasti veidojas zem aktīvas ledus plūsmas. Šis pētījums sniedz liecības, ka reljefa formas, kas veidojas zem ātrām ledus plūsmām var veidoties arī pie pulsējošiem ledājiem. Latvijā drumlini vēl ir plaši izplatīti Burtnieka (Zelčs, Dreimanis 1997), Iecavas un Zemgales (Lamsters 2015) laukos. Zemgales līdzenumā vairāk ir sastopami tieši LGL. Savukārt nevienā no iepriekš minētajām teritorijām nav identificētas plaisu aizpildījuma grēdas, kas liek domāt, ka tur, iespējams bija lēnāka plūsma nekā Ventas ledus mēles (Lamsters et al. 2021) un Atzeles ledus loba gultnēs.

Pulsējošiem ledājiem ir raksturīga liela dinamiskā daudzveidība. Galvenā atšķirība pulsējošiem ledājiem no pārējiem ir tas, ka tiem ir raksturīgas cikliskas plūsmas ātruma variācijas jeb izmaiņas. Tiem eksistē divas fāzes, kur pirmā fāze ir ātras plūsmas fāze, kad notiek ledāja malas strauja uzvirzīšanās, sasniedzot ātrumu vairākus desmitus vai simtus reižu ātrāk, nekā miera jeb stabilizācijas fāzē (Benn un Evans 2010). Lielākā pulsējošo ledāju koncentrācija pasaulē ir Aļaskā (Jukonā), Svalbārā un Islandē (Sevestre, Benn 2015). Bruarjokula izvadledāja, periodā no 1963. līdz 1964. gadam, malas uzvirzīšanās sasniedza ātrumu līdz 150 m/dienā, kas pat pārsniedz ātrumu, ar kādu pārvietojas ledus lielplūsmas Antarktīdā un Grenlandē (Ingólfsson et al. 2016). Miera fāzē plūsmas ātrums var būt tikai 150 vai mazāk m/gadā (Sevestre, Benn 2015). Ledāju uzplūdi ir cieši saistīti ar lokālo klimatu – atmosfēras temperatūru un nokrišņu daudzumu izmaiņām. Nokrišņu daudzums kontrolē ledāja masas bilanci. Ledāja masas bilance ir ledus masas izmaiņas laikā, kas ir atšķirība starp akumulāciju un ablāciju. (Benn un Evans 2010). Pulsējoši ledāji var ieņemt noteiktu klimatisko zonu, kur tie būs visvairāk izplatīti, bet tas nenozīmē, ka šajā zonā visi ledāji būs pulsējoši. Tas neizslēdz to, ka viens ledājs pulsēs, savukārt cits – nepulsēs. Šādi apstākļi liecina, ka ir citi glacioloģiskie parametri, kas nosaka pulsējošu ledāju uzvedību. Jautājums, kas izraisa pulsējošu ledāju uzplūdus, ir sarežģīts, bet galvenās teorijas (Sevestre, Benn, 2015; Benn et al. 2019), skaidro, ka pulsējošu ledāju uzplūdus izraisa ledāja hidroloģiskās sistēmas izmaiņas un entalpija jeb ledāja iekšējā siltuma sistēma un kā tā tiek novadīta no ledāja. Lai norisinātos ledāja uzplūdi un stabilizācijas fāze, entalpijai un masas bilancei jābūt cikliskai (Sevestre, Benn, 2015; Benn et al. 2019).

Latvijas teritorijā, sākoties ar Gulbenes fāzi, pulsējoši ledus lobi varēja veidoties deglaciācijas laikā, kad atkāpjoties ledus vairoga malai, zemienēs uzlabojās ledus masas bilance. Kā savulaik norādīja V. Zelčs un A. Markots (2004) ledus lobu uzvirzīšanos zemienēm pastiprināja ne tikai klimata izmaiņas, ledāja sasilšanas izraisītās ledus plasticitātes palielināšanās, bet arī ledus kušana un stagnācija blakus esošajās augstienēs. Pieaugot ledus

masas bilancei, šādi apstākļi bija piemēroti, lai zemienēs norisinātos ledus lobu uzplūdi un veidotos reljefa forma, kas raksturīgas pulsējošiem ledājiem (Zelčs, Markots 2004).

### 5.1.3. Pulsējošu ledāju veidotas reljefa formas

Pulsējoši ledāji rada noteiktas reljefa formas, jo tiem ir raksturīgas ātras uzvirzīšanās fāzes, kuru laikā tiek deformēti nogulumi, kas atpoguļojas reljefā. Ātras plūsmas rezultātā ir izteikts gareniskas stiepes režīms, kā rezultātā ledājā rodas šķērseniskas plaisas un ir ietekme uz reljefa formu veidošanos. Pētījumos tipiski parādās, ka pulsējošiem ledājiem veidojas šādas reljefa formas – zigzagveida osi, glaciotektoniskas gala morēnas, plaisu aizpildījuma grēdas, paugurotās morēnas un flūtingi un reizēm arī drumlini. Liela daļa no šīm reljefa formām ir sastopamas arī pie citiem (nepulsējošiem) ledājiem, kā minēts iepriekš, piemēram, drumlini. Vairums no šīm reljefa formām ir veidojušās arī zem paleo-ledus lielplūsmām un lobiem. Bet plaisu aizpildījuma grēdas un zigzagveida osi ir tās reljefa formas, kas mūsdienās ir identificētas tieši pie pulsējošiem ledājiem un neeksistē citur (Jónsson et al. 2014; Schomacker et al. 2014; Ingólfsson et al. 2016).

Mūsdienās augstas izšķirtspējas DRM pieejamība ir ļāvusi identificēt plaisu aizpildījuma grēdas arī zem kādreizējā Fenoskandijas ledus vairoga lielplūsmām un lobiem (Greenwood et al. 2016; Lamsters et al. 2021; Szuman et al. 2021). Plaisu aizpildījuma grēdas ir konstatētas arī Botnijas jūrā un Somijas dienvidos (Fenoskandijas ledus vairoga dienvid-centrālajā sektorā), kur tās ir veidojušās marīnos ledus lielplūsmas apstākļos (Greenwood et al. 2016). Autori (Greenwood et al. 2016) ir izteikuši pieņēmumu, ka gar ledus vairoga centrālo daļu deglaciācijas laikā norisinājās paleo-ledus uzplūdi.

Latvijā līdz šim šīs reljefa formas bija konstatētas Kursas zemienē un Austrumkursas augstienes A daļā (Lamsters et al. 2021), kur Ventas ledus mēlei bija raksturīga ātra plūsma vai uzplūdiem līdzīga uzvedība. Šī pētījuma laikā plaisu aizpildījuma grēdas ir konstatētas arī Austrumlatvijas zemienes Atzeles pacēlumā, kas liek domāt, ka arī Lubāna ledus lobam, iespējams, bija raksturīgi uzplūdi.

Mūsdienās aiz vien vairāk plaisu aizpildījuma grēdu tiek konstatētas zem paleo-ledus lielplūsmā un lobiem, kas liecina, ka tiem pagātnē varētu būt bijusi raksturīga uzplūdiem līdzīga uzvedība (Evans et al. 2016). Jaunzēlandē, Dienvidsalā, Tekapo ielejā (Sutherland et al. 2019) ir identificētas plaisu aizpildījuma grēdas, kas veidojušās, kad teritorijā norisinājās nelieli ledus uzplūdi deglaciācijas beigu posmā. Pie Tekapo ezera identificētajam plaisu aizpildījuma grēdām ir līdzīga morfoloģija un veidošanās apstākļi, kā grēdām, kas identificētas Atzeles pacēlumā. Šī pētījuma lauka darbos iegūtie rezultāti liecina, ka plaisu aizpildījuma grēdas veido

zemledāja materiāls, kas uzreiz pēc uzplūdiem vai īsi pēc tiem ir iespiedies bazālajās plaisās, tāpat kā tas noticis plaisu grēdām, kas sastopamas Tekapo ielejā (Sutherland et al. 2019).

## **5.2. Pamatiežu virsmas ietekme uz plūdlīnijas reljefa formu morfoloģiju un veidošanos**

Fenoskandijas ledus vairoga dienvidu daļā, Polijas ziemeļu teritorijā, kurā eksistēja Baltijas ledus lielplūsmas komplekss, tika novērots, ka mazām pamatiežu topogrāfiskajām izmaiņā bija svarīga loma ledus vairoga dinamikas ietekmēšanā (Szuman et al. 2021). Subkvartārās virsmas topogrāfiskās izmaiņas uz ledus plūsmu norāda pāreja no drumliniem uz LGL ledus plūsmas virzienā. Pāreja no drumliniem uz LGL ir vērojama vietā, kur ledus plūsma šķērso pamatiežu pacēlumu, un pēc tam notikusi ledus plūsmas ātruma palielināšanās, kas skaidrojama ar LGL veidošanos.

Pamatiežu virsmas topogrāfijas un plūdlīnijas reljefa formu morfoloģijas un blīvuma izmaiņas novērotas arī Latvijā. Vidzemes ziemeļos ir Latvijas izteiktākais diverģento drumlinu sakopojums, kas veido Burtņieka drumlinu lauku. Burtņieka ledus lobam bija diverģenta ledus plūsma, kuras dinamiku ietekmēja lokālpacēlums, izraisot ledus plūsmas ātruma samazināšanos. Ledus loba plūsmas ātrumam samazinoties, virs pacēluma veidojās mazāki un īsāki drumlini, kopumā veidojot arī lielāku drumlinu blīvumu (Zelčs, Dreimanis 1997).

Atzeles pacēlumā plūdlīnijas reljefa formu izplatība ir saistīta ar ledāja plūsmas dinamiku, jo ledāja plūsmas ātrumu vietām ietekmēja gan subkvartārās virsmas slīpums, gan Alūksnes augstienes D nogāzes tuvums, kas veicināja Lubāna ledus loba sānu malas bremsēšanos. Atzeles pacēlumā subkvartārās virsmas topogrāfija (1.3. att.) vietām ietekmēja ledus plūsmas ātrumu un reljefa formu telpisko izkārtojumu (4.1. att.). Izteiktākā sakarība starp plūdlīnijas reljefa formu morfoloģiju un pamatiežu virsmas lokāliem pacēlumiem un pazeminājumiem, vērojama teritorijas Z daļā. Tur esošā lielākā subkvartārās virsmas lokālpacēluma kritums kopumā sakrīt ar ledus plūsmas virzienu uz dienvidrietumiem. Pacēluma relatīvais augstums vietām sasniedz 70 m. Pie Krievijas robežas, pētījuma teritorijas ZZA daļā, vērojamas mazas amplitūdas un salīdzinoši īsas plūdlīnijas reljefa formas, kas izvietotas proksimāli no pamatiežu lokālpacēluma. Pētījuma laikā šīs reljefa formas tika klasificētas kā drumlini, jo to garums un platums atšķiras no LGL parametriem. Iespējams, ka lokālpacēluma pazeminājums varēja veicināt Lubāna ledus loba bremsēšanos un līdz ar to samazināt ledāja plūsmas ātrumu, kas veicināja šādu īsāku plūdlīnijas formu veidošanos. Savukārt subkvartārās virsmas kritums veicināja ledus plūsmas ātruma pieaugumu, un tāpēc distālā virzienā ir vērojamas garākas plūdlīnijas reljefa formas – LGL.

Teritorijas centrālajā daļā ir vērojami atsevišķi pamatiežu pacēlumi, bet saistībā ar to, ka plūdlīnijas reljefa formas mūsdienu reljefā nav izteiktas un tās pārsedz sprostezeru glaciolimniskie un vietām ledājkūšanas ūdeņu nogulumi, nav iespējams izvērtēt, vai pamatiežu lokālpacēlumi ietekmēja šo reljefa formu veidošanos saistībā ar ledus plūsmas ātrumu.

Plaisu aizpildījuma grēdas ir izplatītas virs un starp pamatiežu pacēlumiem, kas liecina, ka iespējamo uzplūdu beigu fāzē bija raksturīgs vienmērīgs ledus loba ātrums un vienmērīga bazālo plaisu veidošanās. Plaisu aizpildījuma grēdas nav sastopamas pie Alūksnes augstienes un Numernes vaļņa, kas iezīmē robežu starp ātri plūstošu ledu un lēni plūstošu vai jau aprimušu ledu, jo norisinājās ledus loba sānu malas bremsēšanās.

Atzeles pacēlumā subkvartāro virsmu galvenokārt veido  $D_3kt$  svītas terigēnie nogulumieži (aleirolīts, māls, smilšakmens), bet vietām sastopami mergēļi un dolomīti ( $D_3dg$ ). Pie Latvijas–Krievijas robežas pamatiežu virsmas augšējo slāņkopu galvenokārt veido dolomīti ( $D_3dg$ ), un šeit ir sastopamas mazāka izmēra plūdlīnijas reljefa formas – drumlini. Iespējams izteikt pieņēmumu, ka šeit bija zemāks porūdens spiediens, jo pamatiežu virsmu veido ieži ar lielāku horizontālo ūdenscaurlaidību. Tas savukārt varēja mazināt ledāja gultnes nogulumu mobilitāti un deformācijas intensitāti (nogulumi, kuros ūdens spiediens ir mazāks ir mazāk pakļauti zemledāja deformācijai). Savukārt lokālpacēlumam, kas atrodas pētījuma teritorijas Z daļā, un tā kritums ir DR virzienā, subkvartārās virsmas nogulumi nomainās uz  $D_3kt$  svītas nogulumiem, kuriem bija mazāka ūdens caurlaidība un varēja eksistēt augstāks porūdens spiediens, kas sekmēja epizodisku ledāja atkabināšanos no tā gultnes un pārvietošanos, slīdot pa gultni. Savukārt brīžos, kad porūdens spiediens nedaudz samazinājās un ledājs sakabinājās ar gultni, tika veicināta garāku plūdlīnijas reljefa formu veidošanās.

Kopumā pārējā pētījuma teritorijā ir grūti atrast sakarības starp pamatiežu virsmas nogulumiem un topogrāfiju ar reljefa formu izplatību, jo trūkst detalizētas informācijas par pamatiežu ūdenscaurlaidību, kā arī urbuma blīvums nav izvietots vienmērīgi pa visu pētījuma teritoriju. Reizēm augšējo pamatiežu slāņkopas litoloģija tuvumā esošajos urbumos var būt ļoti atšķirīga.

## SECINĀJUMI

Detāla ģeomorfoloģiskā reljefa formu analīze ir ļāvusi izdalīt galvenās Lubāna ledus loba veidotās reljefa formu grupas Atzeles pacēlumā. Tās veido *plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas* (LGL, drumlini), *ģeometriski grēdu tīkli* (plaisu aizpildījuma grēdas), *ledājūdeņu reljefa formas* (osi, ledājūdeņu noteces ielejas, tuneļielejas, ledājūdeņu kanāli, marginālie erozijas kanāli) un  *citas reljefa formas* (gala morēnas, glaciotektoniskas izcelsmes reljefa formas, laterālās bīdes morēna). Kopā šīs reljefa formu grupas sniedz liecības par Lubāna ledus loba dinamiku pēdējā apledojuuma beigu posmā.

Teritorijas ziemeļu daļā sastopamas plūdlīnijas reljefa formas, kuru garenass orientācija norāda uz Lubāna ledus loba uzvirzīšanās virzienu – ZA-DR. LGL ir veidojušies pie ātras ledus plūsmas, par ko liecina to morfometriskie parametri, kas atbilst literatūrā minēto LGL parametriem. Atzeles pacēluma LGL bieži ir sadalīti atsevišķos segmentos, ko galvenokārt izraisīja ledājkušanas ūdeņu noplūšana (erozija) pēdējā apledojuuma beigu posmā.

Pētījuma teritorijā tika pirmo reizi identificētas plaisu aizpildījuma grēdas. To morfoloģija atbilst grēdām, kas novērotas gan pie mūsdienu pulsējošiem ledājiem, gan paleolielplūsmu gultnēs. Kamerālos un lauka darbos iegūtie rezultāti liecina, ka tās veidojušās, zemledāja morēnai iespiežoties bazālajās plaisās. Šīs grēdas lielākoties ir orientētas ZZR-DDA virzienā, kas ir gandrīz perpendikulāri reģionālajam Lubāna ledus loba plūsmas virzienam. Pētījumā atklātas līdz šim Latvijā nezināmas zigzagveida plaisu aizpildījuma grēdas, kas liecina par dinamiskiem sprieguma apstākļiem ledus loba ķermenī. Plaisu aizpildījuma grēdas veidojušās, norisinoties Lubāna ledus loba uzplūdiem Gulbenes oscilācijas fāzē. Par ātru ledus plūsmu liecina lielizmēra glaciālo lineamentu un plaisu aizpildījuma grēdu sastopamība. Iespējams, ledus loba uzvirzīšanos var dēvēt par uzplūdiem, kādi raksturīgi mūsdienu pulsējošiem ledājiem.

Ledājūdeņu reljefa formas ir galvenie pēdējā apledojuuma izzušanas gaitas indikatori pētījuma teritorijā. Osu, tuneļieleju un citu ledājūdeņu kanālu sastopamība norāda uz liela apjoma vai pat katastrofālu ledājūdeņu noplūdi pēc ledus loba uzplūdiem, kad, iespējams, notika zemledāja noteces sistēmas pārstrukturēšanās.

Iesāktos pētījumus būtu nepieciešams turpināt, veicot plašāku detalizētu reljefa formu digitizēšanu, lai noskaidrotu likumsakarības visa Lubāna ledus loba ietvaros.

## PATEICĪBAS

Autore izsaka vislielāko pateicību maģistra darba vadītājam Dr. ģeol., asoc. prof. Kristapam Lamsteram par atbalstu, konsultācijām un vērtīgiem padomiem maģistra darba izstrādes laikā, kā arī liels paldies par piedalīšanos lauka darbos.

Pateicos pasniedzējiem, kas deva zināšanas un motivāciju visu studiju laikā. Liels paldies kursa biedriem – Līgai Salmiņai un Matīsam Brantam par kopā pavadītajiem raibajiem gadiem, gan klātienē, gan attālināti.

Liels paldies Esterei Tammai, Kristinai Kučinskaitei, Jurijam Ješkinam, Ralfam Šulcam un Robertam Fimbaueram par tālajiem izbraucieniem un palīdzēšanu lauka darbu veikšanā. Paldies Konrādam Popovam par zemkvartāra virsmas reljefa modeli un kvartāra biezuma modeli.

Paldies draugiem, studiju biedriem un darba kolēģiem, kuru atbalsts ļāva uzrakstīt maģistra darbu.

Īpaši liels paldies par lielo atbalstu, motivācijām un sapratni ģeologam Pēterim Džeriņam.

## IZMANTOTĀ LITERATŪRA UN AVOTI

### Publicētā literatūra

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., and Fisher, D. 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. *Cambridge, England, Cambridge University Press*, 289 pp.
- Ankerstjerne, S., Iverson, N.R., Lagroix, F. 2015. Origin of a washboard moraine of the Des Moines Lobe inferred from sediment properties. *Geomorphology*. 248, 452–463.
- Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A. 2016. Lateral shear-moraines and lateral marginal-moraines of palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*. 151, 1–26.
- Benn, D.I, Jones RL, Luckman, A, Fürst, J. J., Hewitt, I., Sommer, C. 2019. Mass and enthalpy budget evolution during the surge of a polythermal glacier: a test of theory. *Journal of Glaciology*. 65, 717–731.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and glaciation. Second edition*. London, Hodder Education.
- Bennet, M.R., Huddart, D., Waller, R.I. 2000. Glaciofluvial crevasse and conduit fills as indicators of supraglacial dewatering during a surge, Skeiðarárjökull, Iceland. *Journal of Glaciology*. 46 (152), 25–34.
- Bennett, M. R., Glasser, N. F. 2009. Landforms of Glacial Deposition on Land. *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, 247–304.
- Burke, M. J., Woodward, J., Russell, A. J., Fleisher, P. J. 2009. Structural controls on englacial esker sedimentation: Skeiðarárjökull, Iceland. *Annals of Glaciology*. 50 (51), 1–8.
- Burke, M. J., Woodward, J., Russell, A. J., Fleisher, P. J., Bailey, P. K. 2010. The sedimentary architecture of outburst flood eskers: A comparison of ground-penetrating radar data from Bering Glacier, Alaska and Skeiðarárjökull, Iceland. *Geological Society of America Bulletin*. 122, (9/10), 1637–1645.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W. 2013, Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*. 51, 193–205.
- Christoffersen, P., Piotrowski, J.A., Larsen. N.K. 2005. Basal processes beneath an Arctic glacier and their geomorphic imprint after a surge, Elisebreen, Svalbard. *Quaternary Research*. 64, 125–137.
- Clark, C.D. 1993. Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. 18, 1–29.
- Clark, C.D., Stokes, C.R. 2003. Palaeo-Ice Stream Landsystem. *Evans, D.J.A. (ed.). Glacial Landsystems*. London, Arnold, 204–227.

- Cline, M.D., Iverson, N.R., Harding, C. 2015. Origin of washboard moraines of the Des Moines Lobe: Spatial analyses with LiDAR data. *Geomorphology*. 246, 570–578.
- Delaney, C.A., McCarron, S., Davis, S. 2018. Irish Ice Sheet dynamics during deglaciation of the central Irish Midlands: Evidence of ice streaming and surging from airborne LiDAR. *Geomorphology*. 306, 235–253.
- Dewald, N., Livingstone, S.J., Clark, C.D. 2022. Subglacial meltwater routes of the Fennoscandian Ice Sheet. *Journal of Maps*. 1–15
- Dunlop, P., Clark, C.D., Hindmarsh, R.C.A. 2008. Bed Ribbing Instability Explanation: Testing a numerical model of ribbed moraine formation arising from coupled flow of ice and subglacial sediment. *Journal of Geophysical Research*. 113, 1–15.
- Dunlop, P., Clark, C.D. 2006. The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews*. 25, 1668–1691.
- Ely, J.C., Clark, C.D., Spagnolo, M., Hughes, A.L.C., Stokes, C.R., Greenwood, S.L., Dunlop, P., Hess, D. 2016. Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum? *Geomorphology*. 257, 108–119.
- Ely, J.C., Clark, C.D., Spagnolo, M., Hughes, A.L.C., Stokes, C.R. 2018. Using the size and position of drumlins to understand how they grow, interact and evolve? *Earth Surface Processes And Landforms*. 43(5), 1073–1087.
- Evans, D. J. A., Twigg, D. R., Rea, B. R., Shand, M. 2007. Surficial geology and geomorphology of the Brúarjökull surging glacier landsystem. *Journal of Maps* 3 (1), 349–367.
- Evans, D. J., Rea, B.R. 1999. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a landsystems approach. *Annals of Glaciology*. 28, 75–82.
- Evans, D.J.A., Clark, C.D., Rea, B.R. 2008. Landform and sediment imprints of fast glacier flow in the southwest Laurentide Ice Sheet. *Journal of quaternary science*. 23(3), 249–272.
- Evans, D.J.A., Nelson, C.D., Webb, C. 2010. An assessment of fluting and “till esker” formation on the foreland of Sandfellsjökull, Iceland. *Geomorphology*. 114, 453–465.
- Evans, D.J.A., Storrar, R.D., Rea, B.R. 2016. Crevasse-squeeze ridge corridors: Diagnostic features of late-stage palaeo-ice stream activity”. *Geomorphology*. 258, 40–50.
- Fransworth, W., Ingólfsson, O., Retelle, M., Shomacker, A. 2016. Over 400 previously undocumented Svalbard surge-type glaciers identified. *Geomorphology*. 264, 52–60.
- Greenwood, S. L., Clason, C. C., Nyberg, J., Jakobsson, M., Holmlund, P. 2016. The Bothnian Sea ice stream: early Holocene retreat dynamics of the south-central Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. 46(2), 346–362.

- Gudmundsson, G.H., Jenkins, A. 2009. Ice-flow velocities on Rutford Ice Stream, West Antarctica, are stable over decadal timescales. *Journal of Glaciology*. 55(190), 339–344
- Hättestrand, C., Kleman, J. 1999. Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews*. 18, 43–61.
- Ingólfsson, Ó., Benediktsson, Í. Ö., Schomacker, A., Kjær, K. H., Brynjólfsson, S., Jónsson, S. A., Korsgaard, N. J., Johnson, M. D. 2016. Glacial geological studies of surge-type glaciers in Iceland — Research status and future challenges. *Earth-Science Reviews*. 152, 37–69.
- Yehoshua, D.B. 2017. *Crevasse-Squeeze Ridges in Trygghamna, Svalbard*. Master Thesis. University of Iceland, Faculty of Earth Sciences.
- Jiskoot, H., Murray, T., Boyle, P. 2000. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *Journal of Glaciology*. 46 (154), 412–422.
- Johnson, P.G. 1975. Recent crevasse fillings at the terminus of the Donjek Glacier. *Arctic*. 25(4), 302–305.
- Jónsson, S.A., Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó., Johnson, M.D. 2014. The drumlin field and the geomorphology of the Múlajökull surge-type glacier, central Iceland. *Geomorphology*. 207, 213–220.
- Kalińska, E., Kot, R., Krievāns, M. 2020. Adding another piece to NE European Aeolian Sand Belt puzzles: a sedimentary age case study of Pērtupe site, eastern Latvia. *Baltica 33 (1)*, 46–57.
- Kalvāns, A. 2018. Ģeoloģiskā vide un resursi. Karsta un sufozijas veidojumi. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelčs V. (zin. red.). *Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts*. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 146–147.
- King, E. C., Hindmarsh, R. C. A., Stokes, C. R. 2009. Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience*. 2, 585–588.
- Kjær, K.H., Korsgaard, N.J., Schomacker, A. 2008. Impact of multiple glacier surges—a geomorphological map from Brúarjökull, East Iceland. *Journal of Maps*. 4, 5–20.
- Klages, J.P., Kuhn, G., Hillenbrand, C.D., Graham, A.G.C., Smith, J.A., Larter, R.D., Gohl, K. 2013. First geomorphological record and glacial history of an inter-ice stream ridge on the West Antarctic continental shelf. *Quaternary Science Reviews*. 61, 47–61.
- Kleman, J., Hättestrand, C. 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*. 402, 63–66.
- Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I., Stroeven, A. 1997. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology*. 43(144), 17

- Knudsen, O. 1995. Concertina eskers, britarjikkull, iceland: an indicator of surge-type glacier behaviour. *Quaternary Science Reviews*. 14, 487–493.
- Kotilainen, A. T., Kaskela, A. M., Bäck, S., Leinikki, J. 2012. Submarine De Geer Moraines in the Kvarken Archipelago, the Baltic Sea. *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat*. 289–298.
- Kurjanski, K., R. Rea, B.R., Spagnolo, M., Winsborrow, M. Cornwell, D.G., Andreassen, K., Howell, J. 2019. Morphological evidence for marine ice stream shutdown, central Barents Sea. *Marine Geology*. 414, 64–76.
- Lamsters, K. 2012. Drumlins and related glaciogenic landforms of the Madliena Tilted Plain, Central Latvian Lowland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 84 (1), 45–57.
- Lamsters, K., Karušs, J., Vītola, Z., Džeriņš, P. 2021. Evidence of ice streaming and ice tongue shutdown in western Latvia: revealed from the mapping of crevasse-squeeze ridges. *Baltica Volume*. 34 (1), 1–16.
- Livingstone, S. J., Cofaigh, Ó. C., Stokes, C. R., Hillenbrand, C.D., Vieli, A., Jamieson, S. S.R. 2012. Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*. 11, 90–128.
- Lovell, H., Fleming, E. J., Benn, D. I., Hubbard, B., Lukas, S., Rea, B. R., Flink, A. E. 2015. Debris entrainment and landform genesis during tidewater glacier surges. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 120(8), 1574–1595.
- Margold, M., Stokes, C.R., Clark, C.D. 2015. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*. 143, 117–146.
- Menzies, J., van der Meer, J.J.M., Shilts, W.W. 2018. Glacial Processes. Subglacial Processes and Sediments. Subglacial landforms/bedforms indirectly attributable to active/passive ice activity. Menzies, J., van der Meer, J.J.M. (edited). *Past Glacial Environments* (2nd Edition). Elsevier, 137–143.
- Möller, P. 2006. Rogen moraine: an example of glacial reshaping of pre-existing landforms. *Quaternary Science Reviews*. 25, 362–389.
- Möller, P. 2010. Melt-out till and ribbed moraine formation, a case study from south Sweden. *Sedimentary Geology*. 232(3–4), 161–180.
- Möller, P., Dowling, T.P.F. 2018. Equifinality in glacial geomorphology: instability theory examined via ribbed moraine and drumlins in Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 140(2), 106–135.
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L. et al. 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quaternary Science Reviews*. 166, 148–172.

- Perkins, A.J., Brennand, T.A., Burke, M.J. 2016. Towards a morphogenetic classification of eskers: Implications for modelling ice sheet hydrology. *Quaternary Science Reviews*. 134, 19–38.
- Ponce, J.F., Guillot, M.G., Balocchi, L.D., Martínez, O. 2019. Geomorphological evidences of paleosurge activity in Lake Viedma Lobe, Patagonia, Argentina. *Geomorphology*. 327, 511–522.
- Popovs, K., Kalvāns, A., Jemeljanova, M., Saks, T., Dēliņa, A., Bikše, J., Babre, A., Retiķe, I. 2022. Bedrock surface topography of Latvia. *Journal of Maps*. 1–12
- Putkinen, N., Eyles, N., Putkinen, S., Ojala, A.E.K., Palmu, J.P. et al. 2017. High-resolution LiDAR mapping of glacial landforms and ice stream lobes in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 89, 64–81.
- Rea, B.R., Evans, D.J.A. 2011. An assessment of surge - induced crevassing and the formation of crevasse squeeze ridges. *Journal of Geophysical Research*. 116 (F4).
- Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V. 2012. Subglacial bed deformation and dynamics of the Apriķi glacial tongue, W Latvia. *Boreas*. 41(1), 124–140.
- Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Ingólfsson, Ó. 2014. Eyjabakkajökull glacial landsystem, Iceland: geomorphic impact of multiple surges. *Geomorphology*. 218, 98–107.
- Sevestre, H., Benn, D.I. 2015. Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *Journal of Glaciology*. 61(228), 646–662.
- Sharp, M. 1985. “Crevasse-Fill” Ridges—A Landform Type Characteristic of Surging Glaciers? *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 67, 3–4.
- Spagnolo, M., Clark, C.D., Ely, J.C., Stokes, C.R., Anderson, J. B., Andreassen, K., Graham, A.G.C., King, E.C. 2014. Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset. *Earth Surface Processes and Landforms*. 39, 1432–1448.
- Stokes, C. R., Clark, C. D. 2002. Ice stream shear margin moraines. *Earth Surface Processes and Landforms*. 27(5), 547–558.
- Stokes, C.R., Lian, O.B., Tulaczyk, S., Clark, C.D. 2008. Superimposition of ribbed moraines on a palaeo-ice-stream bed: implications for ice stream dynamics and shutdown. *Earth Surface Processes and Landforms*. 33, 593–609.
- Stokes, C.R., Margold, M., Creyts, T.T. 2016. Ribbed bedforms on palaeo-ice stream beds resemble regular patterns of basal shear stress (‘traction ribs’) inferred from modern ice streams. *Journal of Glaciology*. 62(234), 696–713

- Stokes, C.R., Spagnolo, M., Clark, C.D., Cofaigh, Ó. C., Lian, O.B., Dunstone, R.B. 2013. Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews*. 77, 190–209.
- Storrar, R.D., Ewertowski, M., Tomczyk, A.M., Barr, I.D., Livingstone, S. J., Ruffell, A., Stoker, B.J., Evans, D.J.A. 2019. Equifinality and preservation potential of complex eskers. *Boreas*. 49, 211–231.
- Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A. 2014. Morphometry and pattern of a large sample (20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Review*. 105, 1–25.
- Straume, J. 1979. Geomorfologija. V: Misans, J. *Geologiskoye stroieniye i poleznye iskopayemye Latvii*. Zinatne, Riga, 297–439.
- Sutherland, J. L., Carrivick, J.L., Evans, D.J.E., Shulmeister, J., Quincey, D.J.. 2019. The Tekapo Glacier, New Zealand, during the Last Glacial Maximum: An active temperate glacier influenced by intermittent surge activity. *Geomorphology*. 343, 183–210.
- Szuman, I., Kalita, J.Z., Ewertowski, M.W., Clark, C.D., Livingstone, S.J. 2021. Dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet's southernmost sector revealed by the pattern of ice streams. *Boreas*. 50, 764–780.
- Trommelen, M.S., Ross, M., Ismail, A. 2014. Ribbed moraines in northern Manitoba, Canada: characteristics and preservation as part of a subglacial bed mosaic near the core regions of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*. 87, 135–155.
- Zelcs, V. 2000. *Morphology, internal structure and origin of megascale flute ridges and glacial lineations in East Latvian Lowlands*. In: International Field Symposium of the Peribaltic Group and the INQUA Commission on Glaciation on Quaternary Geology in Denmark, August 29–September 3, 56–58
- Zelcs, V., Markots, A. 2004. Deglaciation history of Latvia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.) *Extent and Chronology of Glaciations*, v.1 (Europe). The Netherlands [etc.], Elsevier B.V., 225–244.
- Zelcs, V. 1993. Diverģentā tipa glaciodepresiju zemieņu glaciotekoniskās reljefa formas. *Disertācijas rakstu sērijas kopsavilkums*, Latvijas Universitāte, Rīga, 105. lpp.
- Zelcs, V., Dreimanis, A. 1997. Morphology, internal structure and genesis of the Burtnieks drumlin field, Northern Vidzeme, Latvia. *Sedimentary Geology*. 111, 73–90.
- Zelcs, V., Lamsters, K., Markots, A. 2018a. Ģeoloģiskā vide un resursi. Glaciālās reljefa vidējformas. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelcs V. (zin. red.). *Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts*. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 93–96.

- Zelčs, V., Markots, A. 2018. Ģeoloģiskā vide un resursi. Zemkvartāra virsma. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelčs V. (zin. red.). *Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts*. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 86-88.
- Zelčs, V., Markots, A., Nartišs, M., Saks, T. 2011. Pleistocene glaciations in Latvia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds) *Developments in Quaternary Science*. Elsevier. 15, 221–229.
- Zelčs, V., Markots, A., Strautnieks, I. 2018b. Ģeoloģiskā vide un resursi. Zemes virsmas lielformas. Nikodemus, O., Kļaviņš, M., Krišjāne, Z., Zelčs V. (zin. red.). *Latvija. Zeme, daba, tauta, valsts*. Rīga, Latvijas Universitātes Akadēmiskais apgāds, 93-113.

### **Kartogrāfiskais materiāls**

- Fizioģeogrāfiskā karte. S.a. *Karšu izdevniecības Jāņa Sēta Fizioģeogrāfiskā karte mērogā 1:400 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 21.11.2021. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv/karte/> Atsauce tekstā (Fizioģeogrāfiskā karte).
- Juškevičs, V., Misāns, J., Mūrnieks, A. 2002. Kvartāra nogulumu (3. lapa), karte mērogā 1 : 200 000. Krāj.: Āboltniņš, O., Brangulis, A.J. (red.). Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 44. lapa – Alūksne, 45. lapa – Viļaka un 54. lapa – Valka; paskaidrojuma teksts un kartes. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.
- Juškevičs, V., Misāns, J., Mūrnieks, A., Skrebels, J. 2003. Latvijas ģeoloģiskā karte mērogs 1:200 000 34.lapa – Jēkabpils, 24.lapa – Daugavpils. Āboltniņš, O., Brangulis, A. J. (edit). Paskaidrojuma teksts un kartes. Vides ministrija valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 69 lpp. Latvijas Ģeotelpiskās Informācijas Aģentūra. S.a. LiDAR DEM 1 m. LU ĢZZF WMS. Sk. 11.03.2022. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv/karte/> Atsauce tekstā (LĢIA LiDAR)
- Levins, I., Buzajevs, V. 1999. Groundwater Vulnerability Map of Latvia, scale 1:500,000. Report No. 12074. State Geological Survey, Rīga (in Latvian) Atsauce tekstā (Levins, Buzajevs 1999).
- LVGD Pirmskvartāra. *Pirmskvartāra nogulumu karšu mozaīka M 1:200 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 26.11.2021. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv/karte/> Atsauce tekstā (LVGD Pirmskvartāra).
- LVGD Kvartāra biežuma karte. *Latvijas Valsts Ģeoloģijas Dienesta Kvartāra nogulumu biežuma karte M 1:200 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 06.05.2021. Pieejams <https://www.geo.lu.lv/kartes/> Atsauce tekstā (Kvartāra biežuma karte).
- LVGD Kvartāra biežuma karte. S.a. *Latvijas Valsts Ģeoloģijas Dienesta Kvartāra nogulumu biežuma karte M1:200 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 26.11.2021. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv/karte/> Atsauce tekstā (Kvartāra biežuma karte).

LVGD Kvartāra nogulumu karte. *Latvijas Valsts Ģeoloģijas Dienesta Kvartāra nogulumu karšu mozaīka M 1:200 000*. LU ĢZZF WMS. Sk. 10.05.2021. Pieejams <http://kartes.geo.lu.lv/karte/> Atsauce tekstā (LVGD Kvartāra nogulumu karte).

Mūrnieks A. 2002. Pirmskvartāra nogulumu (1. lapa), karte mērogā 1 : 200 000. Krāj. Āboltniņš O., Brangulis A.J. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 44. lapa – Alūksne, 45. lapa – Viļaka un 54. lapa – Valka; paskaidrojuma teksts un kartes. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.

Straume, J., Juškevičs, V., Meirons, Z. 1981. Latvijas PSR Ģeomorfoloģiskā karte mērogā 1 : 500 000. Misāns, J., Straume, J. (red.). PSRS Ģeoloģijas Ministrija, Latvijas PSR Ģeoloģijas pārvalde, Rīga.

### **Elektroniskie resursi**

Balvu novada teritorijas plānojums 2012. – 2023. gadam. 2011. Sk. 12.02.2022. Chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/http://www.balvi.lv/files/Balvu\_Novada\_Teritorijas\_planojums/I\_sejums\_Paskaidrojuma\_raksts\_SN\_ar\_kartem.pdf Atsauce tekstā (Balvi 2011).

Butcher, F. 2020. Eskers. Sk. 19.03.2022. Pieejams <https://www.antarcticglaciers.org/glacial-geology/glacial-landforms/glaciofluvial-landforms/eskers/> Atsauce tekstā (Butcher 2020).

Creating raster DEMs and DSMs from large lidar point collections. S.a. Sk. 12.02.2022. Pieejams <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/las-dataset/lidar-solutions-creating-raster-dems-and-dsms-from-large-lidar-point-collections.htm> Sk. 12.02.2022. Atsauce tekstā (Creating raster).

Dabas aizsardzības plāns dabas parkam “Numernes valnis” 2020. – 2031. gadam. 2019. Pieejams: <https://www.daba.gov.lv/lv/media/927/download> Atsauce tekstā (DAPDP 2019).

Hillshade function. S.a. Sk. 23.11.2021. Pieejams <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/manage-data/raster-and-images/hillshade-function.htm> Atsauce tekstā (Hillshade).

Kociánová, L. 2015. Orientation Analysis Tools for ArcGIS Sk. 10.09.2021. Pieejams <https://is.muni.cz/www/lenka.koc/Tools.html> Atsauce tekstā (Kociánová 2015).

LGIA: Digitālā augstuma modeļa pamatdati. S.a. Sk. 11.02.2022. Pieejams <https://www.lgia.gov.lv/lv/Digit%C4%81lais%20virsmas%20modelis> Atsauce tekstā (LGIA)

SIA Envirotech. GIS Latvija 10.2. 2011. Sk. 17.10.2021.  
<https://www.gisbaltic.eu/content/dam/distributor-restricted/gisbaltic-eu/esri-lv/apmacibas/gislatvija10.2.zip> Atsauce tekstā (Envirotech 2011).

### **Nepublicētā literatūra**

- Aleksans, O., Ginters, G., Vilcāns, J. 1988. *Otchet o rezultatah kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi sjemki so sjemkoi chetvertichnih otlozhenij masshtaba 1:50 000 dlha celhei melhiorativnogo stroitelhstva v predelah listov O-35-90-A,B,V,G; O-35-91-A,B,V,G i 0-35-92-A,B (Alūksne) 1985–1988.g.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, 299 lpp. VĢF inv. Nr. 10580.
- Ginters, G. 1975. *Ģeomorfoloģiskā karte.* Grām. Aleksans, O., Ginters, G., Vilcāns, J. 1988. *Otchet o rezultatah kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi sjemki so sjemkoi chetvertichnih otlozhenij masshtaba 1:50 000 dlha celhei melhiorativnogo stroitelhstva v predelah listov O-35-90-A,B,V,G; O-35-91-A,B,V,G i 0-35-92-A,B (Alūksne).* 1985–1988.g. Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, VĢF inv. Nr. 10580.
- Ginters, G. 1988. *Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā karte.* Grām. Aleksans, O., Ginters, G., Vilcāns, J. 1988. *Otchet o rezultatah kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi sjemki so sjemkoi chetvertichnih otlozhenij masshtaba 1:50 000 dlha celhei melhiorativnogo stroitelhstva v predelah listov O-35-90-A,B,V,G; O-35-91-A,B,V,G i 0-35-92-A,B (Alūksne) 1985–1988.g.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, VĢF inv. Nr. 10580.
- Krievāns, M. *Hidrogrāfiskā tīkla veidošanās lejas Gaujas senielejai pieguļošajā teritorijā vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas laikā.* Promocijas darbs. Latvijas Universitāte, Rīga.
- Lamsters, K. 2015. *Fenoskandijas ledus vairoga Zemgales loba subglaciālās reljefa sistēmas un dinamika.* Promocijas darbs. Latvijas Universitāte, Rīga.
- Lūse, I. 2010. *Illīta struktūras glacigēnajos nogulumos Latvijā.* Promocijas darbs. Latvijas Universitāte, Rīga.
- Ošs, R. 2013. *Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā.* Maģistra darbs. Latvijas Universitāte, Rīga.
- Putniņš, A. 2012. *Lubāna ledus loba laterālās bīdes morēnas Austrumlatvijas zemienē.* Maģistra darbs. Latvijas Universitāte, Rīga.

## DOKUMENTĀRĀ LAPA

**Maģistra darbs** “Lubāna ledus loba veidotās reljefa formas Atzeles pacēlumā” izstrādāts LU Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē.

*Ar savu parakstu apliecinu, ka pētījums veikts patstāvīgi, izmantoti tikai tajā norādītie informācijas avoti un iesniegtā darba elektroniskā kopija atbilst izdrukai.*

Autors: Inese Grīnbauma \_\_\_\_\_ 24./05./2022.  
paraksts datums

Rekomendēju darbu aizstāvēšanai

Zinātniskais vadītājs: amats, zinātn. grāds Vārds Uzvārds

\_\_\_\_\_/\_\_\_\_\_/2022.  
paraksts datums

Recenzents: amats, zinātn. grāds Vārds Uzvārds

Darbs iesniegts Ģeoloģijas nodaļas lietvedībā

Nodaļas lietvede *Indra Baltmane* \_\_\_\_\_ /\_\_\_\_\_/2022.  
paraksts datums

Noslēguma darba aizstāvēšanas rezultāti:

Maģistra darbs aizstāvēts ģeoloģijas maģistra akadēmisko studiju gala pārbaudījumu komisijas sēdē

2022./\_\_\_\_\_/\_\_\_\_. protokola nr. .... vērtējums .....

gads, datums, mēnesis

Sekretārs \_\_\_\_\_ /\_\_\_\_\_/2022.  
paraksts datums