DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITAS LATVIENSIS
Nr. 30

KRISTAPS LAMSTERS

FENOSKANDIJAS LEDUS VAIROGA ZEMGALES LOBA SUBGLACIĀLĀ RELJEFA SISTĒMAS UN DINAMIKA

PROMOCIJAS DARBS

RĪGA, 2015

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITAS LATVIENSIS
Nr. 30

KRISTAPS LAMSTERS

FENOSKANDIJAS LEDUS VAIROGA ZEMGALES LOBA SUBGLACIĀLĀ RELJEFA SISTĒMAS UN DINAMIKA

PROMOCIJAS DARBS

Doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozares
kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas apakšnozarē

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

Promocijas darbs izstrādāts Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē Ģeoloģijas nodaļā no 2011. gada līdz 2015. gadam.

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā "Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē".

Promocijas darba vadītājs:
Vitālijs Zelčs, profesors, Dr. ģeol., Latvijas Universitāte

Recenzenti:
Albertas Bitinas, profesors, Dr. ģeol., Klaipēdas Universitāte (Lietuva)
Juris Soms, Dr. ģeol., Daugavpils Universitāte
Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol., Latvijas Universitāte

Promocijas padomes sastāvs:
Laimdota Kalniņa, asociētā profesore, Dr. ģeogr.
Ervīns Lukševičs, profesors, Dr. ģeol. – padomes priekšsēdētājs
Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, Dr. ģeol. – padomes sekretārs
Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol.
Vitālijs Zelčs, profesors, Dr. ģeol. – padomes priekšsēdētāja vietnieks

Promocijas darbs pieņemts aizstāvēšanai ar Latvijas Universitātes Ģeoloģijas promocijas padomes 2015. gada 26. jūnija sēdes lēmumu Nr. 3/2015.

Promocijas darba aizstāvēšana notiks LU Ģeoloģijas promocijas padomes sēdē 2015. gada 25. augustā plkst. 13:00 Rīgā, Alberta ielā 10, Jāņa Rutka auditorijā (313. telpa).

Ar promocijas darbu ir iespējams iepazīties Latvijas Universitātes Zinātniskajā bibliotēkā Rīgā, Kalpaka bulvārī 4, un Latvijas Akadēmiskajā bibliotēkā Rīgā, Lielvārdes ielā 4.

Promocijas darba kopsavilkuma izdošanu ir finansējusi Latvijas Universitāte.

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

© Kristaps Lamsters

Latvijas Universitāte

SATURS

ANOTĀCIJA 5
ABSTRACT 6
DARBĀ IZMANTOTIE APZĪMĒJUMI UN SAĪSINĀJUMI 7
IEVADS 8
1. PĒTĪJUMU TERITORIJAS GLACIĀLI ĢEOLOĢISKS RAKSTUROJUMS UN AGRĀKIE PĒTĪJUMI 16
2. MŪSDIENU UZSKATI PAR LEDĀJA GULTNES PROCESIEM UN VEIDOJUMIEM 27
2.1. Ledāja kustība un gultnes termālie apstākļi 27
2.2. Subglaciālo reljefa formu klasifikācija, morfoloģija un uzbūve 32
2.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās teorijas 41
3. MATERIĀLI UN METODES 50
3.1. Kamerālie pētījumi 50
3.2. Lauka pētījumi 52
3.3. Nogulumu absolūtā vecuma noteikšana ar OSL metodi 55
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA 58
4.1. Zemgales ledus loba subglaciālā reljefa formu sistēmas, izkārtojums un morfoloģija 58
4.1.1. Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas 60
4.1.2. Rievotās morēnas 68
4.1.3. Osi un subglaciālās ielejveida formas 73
4.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu iekšējā uzbūve 77
4.2.1. Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas 77
4.2.2. Rievotās morēnas 93
4.2.3. Osi 104
4.2.4. Optiski stimulētās luminiscences datēšanas rezultāti 107
5. DISKUSIJA 111
5.1. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu morfoloģija, izkārtojums un saistība ar subkvartārās virsmas topogrāfiju un uzbūvi 111
5.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu uzbūve un nogulumu vecums 117
5.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās mehānismi 121
5.4. Zemgales ledus loba paleoglacioloģiskie apstākļi, plūsmas virzieni un deglaciācijas apstākļi 125
SECINĀJUMI 130
PATEICĪBAS 132
LITERATŪRA 133

ANOTĀCIJA

Pētījums ir veikts par Fenoskandijas ledus vairoga Zemgales loba subglaciālajām reljefa formām un ledāja dinamiku Viduslatvijas zemienē un Ziemeļlietuvas līdzenumos, akcentējot drumlinu, lielizmēra glaciālo lineamentu, rievoto morēnu un ledājūdeņu straumju lineāro veidojumu morfoloģiju, telpisko sakārtojumu, iekšējo uzbūvi un veidošanās apstākļu kopsakarību ar ledāja–gultnes mijiedarbības zonas termālo apstākļu laiktelpiskajām izmaiņām. Balstoties uz lielmēroga topogrāfisko karšu un augstas izšķirtspējas reljefa modeļu analīzi, kartētas subglaciālās reljefa formas un iegūti to morfometriskie parametri. Lauka pētījumos ir iegūti oriģināli, ģeotelpiski precīzi piesaistīti dati par subglaciālo reljefa formu iekšējo uzbūvi, to veidojošo nogulumu uzkrāšanās apstākļiem un glaciotektoniskās deformācijas struktūrām. Izmantojot OSL datēšanas metodi, noskaidrots smilšaino nogulumu vecums, kas atbilst Vislas leduslaikmeta sākumposmam un vidusposmam. Izvērtētas subglaciālo reljefa formu izkārtojuma sakarības saistībā ar subkvartārās virsmas topogrāfiju un ledāja malas veidojumiem, kā arī precizēti ledāja plūsmas virzieni. Pētījuma rezultātā iegūtas jaunas atziņas par subglaciālajiem procesiem Zemgales loba gultnē, to lomu dažādas ģenēzes, uzbūves un morfoloģijas reljefa formu veidošanā, kā arī par Zemgales loba dinamiku un paleoglacioloģiskajiem apstākļiem vēlā Vislas apledojuma noslēguma posmā.

Raksturvārdi: drumlini, lielizmēra glaciālie lineamenti, rievotās morēnas, osi, Viduslatvijas zemiene, Ziemeļlietuvas līdzenumi.

ABSTRACT

Doctoral thesis is devoted to subglacial landforms of the Zemgale Lobe of the last Fennoscandian Ice Sheet and ice-dynamics in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian Plains. The research has been focused on the morphology, spatial distribution, internal structure and formation conditions of drumlins, mega-scale glacial lineations, ribbed moraines, and linear ice meltwater features as eskers and tunnel valleys what make possible to identify thermal changes at the ice–bed interface. Topographic maps and high-resolution digital elevation models were used to map subglacial landforms and get their morphometric parameters. Original and geospatially accurately positioned data on the composition, sedimentary and glaciotectonic deformation structures of subglacial landforms were obtained during field investigations. Absolute ages of sorted sediments were obtained with OSL method, and they correspond to Early and Middle Weichselian. The impact of the bedrock surface topography on the distribution of subglacial landforms and their occurrence in regard to ice-marginal zones was evaluated, as well as ice flow directions were updated. The study results provide new insights in the paleoglaciology, dynamics, subglacial processes and formation of subglacial landforms of the Zemgale Lobe during the final stage of the Late Weichselian glaciation.

Key words: drumlins, mega-scale glacial lineations, ribbed moraines, eskers, Central Latvian Lowland, North Lithuanian plains.

DARBĀ IZMANTOTIE APZĪMĒJUMI UN SAĪSINĀJUMI

DEM – digitālais augstuma modelis

ESR – elektronu spinu rezonanse

ĢIS – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas

ka – kiloannum – tūkstoši gadu pirms mūsdienām

LĢIA – Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra

LIDAR (Laser Illuminated Detection And Ranging) dati – lāzerskenēšanas dati

LU ĢZZF – Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultāte

VĢD – Latvijas valsts Ģeoloģijas dienests

LVĢMC – Latvijas Vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrs

m vjl – metri virs mūsdienu jūras līmeņa

m zjl – metri zem mūsdienu jūras līmeņa

MIS – marīno izotopu stadijas

NASA – Nacionālā aeronautikas un kosmosa administrācija

OSL – optiski stimulētā luminiscence

SRTM – *Shuttle Radar* topogrāfiskā misija

IEVADS

"Telpiskas robežas nespēj ierobežot cilvēka izziņas kāri."
("Septītajā dienā Zeme bija zaļa", Tūrs Heijerdāls, oriģ. 1996, tulk. 2009.)

Pētījumu tēmas aktualitāte

Mūsdienu globālās klimata pārmaiņas, novērotā globālās temperatūras celšanās un ledāju kušanas ietekme uz okeānu līmeņa paaugstināšanos (IPCC, 2013) nosaka pieaugošu pētījumu apjomu par ledāju lielplūsmu dinamiku. Ātras ledāju lielplūsmas drenē Grenlandes un Antarktikas segledājus, tādējādi ir to galvenās masas bilances sastāvdaļas, kas nodrošina ledusvairogu stabilitāti (Bennett, 2003; Rignot, Kanagaratnam, 2006; Rignot, 2011) līdzīgi seno pleistocēna ledāju lielplūsmām (Stokes, Clark, 2001), kuru skaits, piemēram, pleistocēna lielākajā Laurentīdu ledusvairogā, sasniedza 117 (Margold et al., 2014). Gandrīz 90% Antarktīkas segledāja ledus un nogulumu tiek transportēti ar ledāju lielplūsmām (Bennett, 2003), taču detāli mehānismi, kuri nodrošina ātru ledus plūsmu kustību, joprojām ir neskaidri. Smits u. c. (Smith et al., 2012) uzsver, ka lokāliem bazālajiem procesiem ir nozīmīgs efekts uz visa segledāja izmaiņām. Tādējādi subglaciālo procesu un to veidoto reljefa formu pētījumi veicina izpratni par pleistocēna un mūsdienu ledāju lielplūsmu darbību, un tie ir būtiski mūsdienu ledāju izmaiņu prognozēm.

Subglaciālās gultnes reljefa reljefa formas, un it īpaši lielizmēra glaciālie lineamenti, ir atklāti ne tikai zem pleistocēna ledāju lielplūsmām (Ó Cofaigh et al., 2008; Davies et al., 2012; Livingstone et al., 2012), bet arī zem ātrām mūsdienu ledus plūsmām Rietumantarktīdā (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009; Smith et al., 2007, 2012). Minētās reljefa formas izveidojas morēnas deformācijas gultnes apgabalos dažu gadu desmitu laikā. Ledāju atkāpšanās pēdējo dekāžu laikā ir arī pavērusi iespējas pētīt reljefa formas, kuras ir tikko radušās. Tādējādi drumlinu un citu subglaciālo reljefa formu veidošanās zem mūsdienu pulsējošiem izvadledājiem Islandē tiek saistīta ar ātriem ledāja uzplūdiem (Kjær et al., 2008; Waller et al., 2008; Johnson et al., 2010; Jónsson et al., 2014; Schomacker et al., 2014). Pētījumi liecina, ka procesi ledus plūsmas gultnē ir ļoti dinamiski, un zemledāja erozijas ātrums lokāli var sasniegt pat 1 m gadā, savukārt pirmoreiz dokumentētā drumlina veidošanās zem mūsdienu ledāja (Ratforda ledus plūsma, Rietumantarktīda) notika tikai 7 gadu laikā, kad izveidojās 10 m augsts drumlins (Smith et al., 2007, 2012).

Ledāja kustība gadījumā, ja ledājs ir silti bāzēts un tā gultni veido nekonsolidēti un deformējami nogulumi, galvenokārt norisinās bazālās slīdēšanas un ledāja gultnes deformācijas veidā (Boulton, 1996; Menzies, 2002). Šiem procesiem ir izšķiroša loma uz subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos, tomēr viedokļi par zemledāja deformācijas izplatību un dziļumu ir atšķirīgi, tāpat arī ledāja un gultnes mijiedarbības mehānisms ir zināms tikai vispārīgi. Vieni pētnieki atbalsta plaši izplatītas deformējamas ledāja gultnes izplatību (van der Meer et al., 2003; Boulton et al., 2001), bet citi – ierobežotu deformācijas apgabalu eksistenci (Piotrowski, Kraus, 1997; Piotrowski et al., 2001). Savukārt J. A. Pjotrovskis un līdzautori (Piotrowski et al., 2004) apgalvo, ka ledāja gultni veido mozaīka no deformējamiem un stabiliem apgabaliem. Šādu teoriju apstiprina arī pētījumi par subglaciālajiem procesiem zem mūsdienu ledus lielplūsmām Antarktikā (King et al., 2007; Smith, Murray, 2009). Šis ledāja gultnes mozaīkveida deformācijas modelis ir ietverts arī teorijā par pielipšanas plankumiem jeb sasaistes punktiem, kuriem ir nozīmīga ietekme uz ledus plūsmu un tās aprimšanu (Alley, 1993; Stokes et al., 2007). Sasaistes

punktu rašanās ir minēts arī kā būtiskākais faktors, kas saistīts ar rievoto morēnu veidošanos (Stokes et al., 2008). Iepriekšminētais nosaka nepieciešamību pievērst pastiprinātu uzmanību subglaciālajiem procesiem un liecībām par tiem, kuri atspoguļojas ledāja gultnes nogulumu struktūrā. Tas ir darīts arī šajā darbā, pētot subglaciālo reljefa formu uzbūvi, nogulumu saguluma apstākļus un deformācijas, kā arī glaciotektonisko struktūru izplatību.

Ledāja reljefa formas, kas veidojušās zemledāja gultnē, kā arī šīs formas veidojošie nogulumi un struktūras atspoguļo apstākļus, kādi dominēja ledāja lielplūsmās un noteica to attīstību un degradāciju, tādēļ šo reljefa formu izplatības un veidošanās mehānismu apzināšana Zemgales ledus loba gultnē dod nozīmīgu ieguldījumu ledāja dinamikas, ledāja–gultnes kontaktzonas apstākļu un subglaciālo procesu izpratnē. Tā kā pētījumi mūsdienu ledājos ir ierobežoti un tieša subglaciālo procesu novērojumu veikšana ir ļoti sarežģīta, ledāju paleo–plūsmu dinamikas un paleoglacioloģisko apstākļu noskaidrošana ļaus labāk izprast procesus mūsdienu ledus plūsmās un prognozēt to attīstību un pastarpināti arī ietekmi uz klimatu. Zemgales ledus loba veidotās subglaciālās reljefa formas līdz šim ir detāli pētītas tikai iepriekšējā gadsimta otrajā pusē, it īpaši beigu posmā (Āboltiņš, 1963, 1970, 1989; Straume, 1979; Zelčs, 1986a, b, 1993a; Zelčs et al., 1990; Dreimanis, Zelčs, 1998), izmantojot tā laika metodes un materiālus, tādēļ autora pētījums ir nepieciešams un aktuāls kvartārģeoloģijas attīstībai Latvijā.

Jāatzīmē, ka Ziemeļlietuvas teritorijā pēdējos gados veiktie reljefa formu izplatības un uzbūves pētījumi ir vispārīgi (Guobytė, 2002; Guobytė, Satkūnas, 2011) un fragmentāri (Bitinas et al., 2004; Karmazienė et al., 2013; Baltrūnas et al., 2014), kas arī nosaka nepieciešamību šīs reljefa formas un Zemgales ledus loba paleoglacioloģiju aplūkot kompleksi Latvijas un Lietuvas valstu teritorijās. Agrāko pētījumu rezultāti attiecībā uz vēlā Vislas apledojuma deglaciācijas gaitu un vēlā pleistocēna hronostratigrāfiju Baltijas valstīs (Guobytė, 2002, 2004; Zelčs, Markots, 2004; Kalm, 2006, 2012; Rinterknecht et al., 2006, 2008; Raukas et al., 2010; Guobytė, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011; Bitinas, 2011, 2012) liecina par daudzām stratigrāfiskām problēmām, datu un to interpretācijas, kā, piemēram, oscilācijas fāžu, ledāja malas veidojumu joslu un dažādu stratigrāfisko vienību, saskaņošanas problēmām starpvalstu līmenī. Šajā darbā, pamatojoties uz agrāko pētījumu un šī pētījuma oriģinālajiem datiem, ir piedāvāta autora interpretācija par subglaciālo reljefa formu izvietojuma, morfoloģijas un uzbūves likumsakarībām un saistību ar ledāja gultnes termālajiem apstākļiem un ledāja malas pozīcijām.

Darba aktualitāte ir saistīta arī ar pētījumu lietišķo aspektu – kvartāra nogulumu izplatības, biezuma, ģenēzes jautājumiem, to uzkrāšanās paleovides rekonstrukcijām, reljefa formu komplicētās uzbūves jautājumiem, kas tiešā vai netiešā veidā attiecas uz kvartāra derīgajiem izrakteņiem, to ieguves apgrūtinājumiem un ilgtspējīgas izmantošanas problēmām.

Darba novitāte

Darba novitāte ir saistāma ar ģeotelpisko pētījumu pieeju, kurā tiek aplūkotas subglaciālās reljefa formas visa Zemgales ledus loba mērogā. Tādējādi pētījumu teritorija ir Viduslatvijas zemienē, un tā iesniedzas arī Ziemeļlietuvas līdzenumos, kur reljefa analīze var tikt balstīta uz augstas izšķirtspējas reljefa datiem. Šāda pieeja, kurā reljefa formas tiek izmantotas, lai rekonstruētu ledus plūsmu attīstību, dinamiku un subglaciālos procesus, ir plaši izmantota pasaulē dažādās modifikācijās un mērogos. Lai rekonstruētu visa ledusvairoga paleoglacioloģiju, piemērotākais ir glaciāli ģeoloģiskais inversijas modelis (Kleman et al., 1997, 2006), savukārt gan mūsdienu ledāju (Evans, Rea, 2003; Evans, 2011; Schomacker et al., 2014), gan seno pleistocēna ledāju plūsmu/lobu pētījumos

(Clark, Stokes, 2003; Kehew et al., 2012) ļoti veiksmīgi ir izmantota glaciālo reljefa formu sistēmu (angļu val. – *glacial landsystems*) pieeja (Evans, 2005), uz kuras pamata arī šajā darbā tiek risināti Zemgales ledus loba paleoglacioloģijas, īpaši deglaciācijas jautājumi. Pētījumā meklētas likumsakarības ledus loba mērogā, šādā veidā risinot ledus loba dinamikas jautājumus, kam tiek pievērsta ļoti liela uzmanība zinātnē, bet kas nav līdz šim darīts Latvijā un blakus kaimiņvalstīs. Darba teorētiskās nostādnes ir balstītas uz jaunākajām zinātnes atziņām, kuras pēdējo gadu desmitu laikā ir ievērojami attīstījušās, uz ko pamatojoties tika veikta aktuālā ledāja reljefa formu veidošanās un ledāja atkāpšanās gaitas rekonstrukcija.

Reljefa formu pētniecībā tika izmantotas jaunākās ĢIS iespējas un uz tām bāzētas jaunas kvalitātes ģeotelpiskā informācija. Tas ļāva veikt pētījumus līdz šim nerealizētos veidos un detalitātē, apkopojot un analizējot kvantitatīvus datus par reljefa formu izkārtojumu, morfoloģiju un to saistību ar ledāja gultnes nogulumu izplatību, litoloģiju u. c. īpašībām. Lai iegūtu datus par subglaciālo reljefa formu izplatību un morfoloģiju, reljefa formu kartēšanā ir izmantoti jaunākie reljefa modeļi, kuri iegūti no lāzerskenēšanas datiem (LIDAR). Šādi dati ir pieejami Ziemeļlietuvas teritorijai un atsevišķiem apgabaliem Latvijā. Pārējā teritorijā subglaciālo reljefa formu kartēšana tika veikta, izmantojot lielmēroga topogrāfiskās kartes. Rezultātā pētījumā ir iegūta augstas detalitātes subglaciālo reljefa formu digitālā karte un to morfometrisko rādītāju datubāze. Darbā tika izmantots arī jaunākais subkvartārās virsmas modelis (Popovs u. c., 2013), kas ļāva salīdzināt subglaciālo reljefa formu izplatību ar subkvartārās virsmas īpatnībām.

Pētījuma laikā veiktajos lauka darbos tika izmantotas gan vispāratzītas nogulumu, to saguluma apstākļu un glaciotektonisko struktūru analīzes metodes (Āboltiņš, 1989, 1999; Zelčs, 1993a; Hubbard, Glasser, 2005; Benn, Evans, 2010), gan arī Latvijas kvartāra pētījumos salīdzinoši maz izmantotas nogulumu uzbūves, tekstūru un litofāciju analīzes metodes. Lai iegūtu informāciju par pētījuma teritorijas kvartāra nogulumiem un reljefa formu iekšējo uzbūvi, tika izmantota arī telpiski piesaistītu ģeoloģisko kartēšanas, izpētes u. c. urbumu datubāze (LVĢMC DB "Urbumi").

Izmantojot optiski stimulētās luminiscences OSL metodi, ir iegūta informācija par subglaciālās un marginālās reljefa formas veidojošo smilts nogulumu absolūto vecumu, kas būtiski papildina līdzšinējās zināšanas par vēlā pleistocēna hronostratigrāfiju. Nogulumu datēšanas rezultāti un izveidotā subglaciālo reljefa formu datu bāze būs izmantojama arī turpmākiem pētījumiem.

Darba hipotēze

Subglaciālās gultnes reljefa formas – drumlini, flūtingi, megaflūtingi, lielizmēra glaciālie lineamenti un rievotās morēnas – zinātniskajā literatūrā (Prest, 1975) lielākoties tiek uzskatītas par patstāvīgām un savrupām reljefa formām. Tomēr daudzos darbos (Aario, 1977; Rose, 1987) tiek pausts uzskats, ka tās veido subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuumu. Šo ideju apliecina arī pēdējos gados veiktie glaciālģeoloģiskie pētījumi (Stokes et al., 2013b) Dubonta ezera ledus plūsmas gultnē Kanādā, ko veido lielizmēra glaciālie lineamenti, drumlini un rievotās morēnas. Šajā pētījumā iegūtie rezultāti liecina, ka arī Zemgales ledus loba gultnē līdzās pastāv morfoloģiski atšķirīgas, bet vienas paraģenētiskās asociācijas subglaciālās gultnes reljefa formas, kurās var izdalīt plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu populāciju un rievotās morēnas. Starp šīm formām un nereti uzguldīti virs tām ir osi, kas veidojušies deglaciācijas noslēdzošajā etapā pēc subglaciālo gultnes reljefa formu izveidošanās vai arī vienlaicīgi ar tām, tikai atšķirīgā pozīcijā attiecībā pret ledāja gultni.

Par subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos ir izvirzītas daudzas atšķirīgas teorijas. Tas izskaidrojams ar to, ka šīs reljefa formas pārstāv ļoti daudzveidīgu to morfoloģijas un iekšējās uzbūves variāciju kopumu. Drumlini vien pēc to uzbūves jaunākajā klasifikācijā tiek iedalīti piecos galvenajos tipos un daudzos apakštipos (Stokes et al., 2011), tomēr C.R. Stouks un līdzautori (ibid.) ir izteikuši viedokli, ka ir jābūt vienam mehānismam, kurš darbojas vidēs ar visdažādākajiem nogulumiem un rada drumlinizētu topogrāfiju. Lai izskaidrotu drumlinu un pārējo subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos, kuras sastāv no dažādiem nogulumiem un struktūrām (Stokes et al., 2013a), tika adaptēta R.C.A. Hindmārša izstrādātā nestabilitātes teorija (Hindmarsh, 1998). Skaitliskie modeļi, kuri pamatojas uz nestabilitātes teoriju, jau šobrīd spēj izskaidrot no visdažādākajiem nogulumiem sastāvošu trīsdimensionālu drumlinu, lielizmēra glaciālo lineamentu un rievoto morēnu veidošanos (Chapwanya et al., 2011; Stokes et al., 2011, 2013a; Fowler, Chapwanya, 2014). Tādējādi subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās norisinās saistītas ledus, nogulumu un zemledāja ūdens plūsmas pašorganizācijas rezultātā (Clark, 2010).

Iepriekš minētās atziņas un Zemgales ledus loba subglaciālo gultnes reljefa formu izplatības, telpiskā sakārtojuma, morfoloģijas un iekšējās uzbūves īpatnības ļauj izvirzīt darba hipotēzi, ka subglaciālās gultnes reljefa formas veido paraģenētisko asociāciju, kurā ietilpst plūdlīnijas formas un rievotās morēnas. Šīs vienotās populācijas reljefa formu veidošanos ierosināja sīkas perturbācijas ledāja gultnē, kuras radīja nestabilitāti un iniciēja reljefa formu veidošanos neatkarīgi no ledāja gultni veidojošo nogulumu sastāva. Savukārt šo formu morfoloģijas un uzbūves atšķirības galvenokārt noteica glaciodinamiskās un termiskās izmaiņas ledus–gultnes kontaktzonā.

Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes

1. Subglaciālo reljefa formu telpiskā izkārtojuma, to laiktelpiskās pārklāšanās, uzbūves, morfoloģijas un savstarpējā sakārtojuma īpatnību noskaidrošana, kā arī novietojums attiecībā pret ledāja malas joslām ļauj precizēt Zemgales loba subglaciālos procesus ledus–gultnes kontaktzonā, ledus plūsmas virzienus un tā uzvirzīšanās un atkāpšanās gaitu pētījumu teritorijā.
2. Subglaciālo gultnes reljefa formu paraģenētisko asociāciju Zemgales loba gultnē veido plūdlīnijas formas – drumlini, megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti, kā arī rievotās morēnas.
3. Plūdlīnijas subglaciālās gultnes formas Zemgales loba gultnē veidojās ātras ledus plūsmas rezultātā, kuru nodrošināja laiktelpiski mainīgi ledāja bazālās slīdēšanas un zemledāja deformācijas procesi, savukārt rievotās morēnas veidojās sasalstošas ledāja gultnes apstākļos ledus plūsmas aprimšanas laikā zonā starp silti un auksti bāzētu ledu un/vai pirms lokāliem auksti bāzēta ledus apgabaliem, stiepes plūsmai nomainoties ar kompresijas plūsmu.
4. Zemgales loba subglaciālo gultnes formu iekšējā uzbūve ir atkarīga no ledāja gultnes substrāta un tā sākotnējā biezuma pārdales, zemledāja erozijas, glaciotektoniskās deformācijas, transporta un akumulācijas procesiem, kuri norisinājās vairākos etapos un laiktelpiski pārklājās, mainoties glaciodinamiskajiem un termiskajiem apstākļiem ledus–gultnes kontaktzonā.

Pētījuma mērķis un uzdevumi

Pētījuma mērķis ir izpētīt Fenoskandijas ledus vairoga Zemgales loba veidoto subglaciālo reljefa formu telpisko sakārtojumu un transformāciju, morfoloģiju, iekšējo

uzbūvi, ledus masu dinamiku un paleoglacioloģiskos apstākļus Viduslatvijas un Ziemeļlietuvas līdzenumos.

Lai sasniegtu darba mērķi, tika izvirzīti šādi uzdevumi.

1. Apzināt un analizēt līdzšinējo zinātnisko pētījumu rezultātus par ledāju lielplūsmu dinamiku un subglaciālajām reljefa formām pasaulē un Latvijā.
2. Veikt subglaciālo reljefa formu glaciomorfoloģisko kartēšanu un to morfometrisko parametru iegūšanu pēc lielmēroga topogrāfiskajām kartēm un pieejamiem reljefa datiem un modeļiem.
3. Interpretēt un analizēt glaciomorfoloģiskās kartēšanas rezultātus par subglaciālo reljefa formu telpisko izvietojumu un morfoloģiju.
4. Pētīt subglaciālo reljefa formu uzbūvi, lai noskaidrotu reljefu veidojošo nogulumu ģenēzi, uzkrāšanās laiku un apstākļus, kā arī to deformāciju.
5. Noskaidrot subglaciālo reljefa formu veidošanās apstākļus ledus loba gultnē.
6. Rekonstruēt ledāja reljefa attīstības gaitu un ledus plūsmas virzienus.

Rezultātu aprobācija

Pētījuma rezultāti ir publicēti 1 monogrāfijā, 2 zinātniskos žurnālos, kas ir indeksēti Web of Science un SCOPUS datu bāzēs, 4 zinātnisko rakstu krājumos un 2 rakstos rediģētā zinātniskā grāmatā. Par iegūtajiem rezultātiem ir ziņots 9 starptautiskās zinātniskās konferencēs un simpozijos. 6 vietēja mēroga zinātniskajās konferencēs sniegti 13 ziņojumi. Pētījumu rezultāti ir izmantoti starptautiskā Peribaltijas darba grupas lauka simpozija "Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments", kas notika Latvijā 2014. gadā no 17. līdz 22. augustam, maršruta sagatavošanā un vadīšanā.

Raksti zinātniskos žurnālos, kas indeksēti Web of Science un SCOPUS datu bāzēs:

Lamsters, K., Zelčs, V. *In press.* Subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe, south-eastern Baltic. *Quaternary International,* xxx (2014), doi:10.1016/j.quaint.2014.10.006.

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.

Recenzētas zinātniskas monogrāfijas:

Lamsters, K. 2015. *Zemgales ledus loba subglaciālās reljefa formas un to uzbūve*. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 157 lpp.

Raksti recenzētos zinātnisko rakstu krājumos:

Lamsters, K., Ošs, R., Zelčs, V. 2014. Drumlinu un Zemgales rievoto morēnu uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Krāj.* Segliņš, V. (red.), *Latvijas derīgie izrakteņi, jaunas tehnoloģijas, materiāli un produkti.* RTU izdevniecība, Rīga, lpp. 44–55.

Lamsters, K., Ošs, R. 2012. Zemgales rievoto morēnu izplatība, morfoloģija un iekšējā uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Krāj.* Zelčs, V. (galv. red.), *Latvijas Universitātes raksti, 789. Zemes un vides zinātnes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 52–65.

Lamsters, K. 2011. Ledāja reljefa formu izplatība un morfoloģija Viduslatvijas zemienes ziemeļaustrumu daļā. *Krāj.* Zuģicka, I. (sast.), *Daugavpils Universitātes 52. starptautiskās zinātniskās konferences materiāli.* Daugavpils Universitātes Akadēmiskais apgāds "Saule", Daugavpils, lpp. 109–119.

Lamsters, K. 2010. Madlienas nolaidenuma glaciotektoniskās reljefa formas. *Krāj.* Zelčs, V. (galv. red.), *Latvijas Universitātes raksti, 767. Zemes un vides zinātnes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 48–62.

Raksti rediģētās zinātniskās grāmatās:

Lamsters, K., Zelčs, V. 2014. STOP 14: Morphology and internal structure of the Lāči drumlin at Tērvete village, Zemgale Drumlin Field. *In* Zelčs, V., Nartišs, M. (eds.), *International Field Symposium "Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments". Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17- 22, 2014.* University of Latvia, Rīga, 2014, pp. 81–85.

Lamsters, K., Zelčs, V. 2014. STOP 15: Morphology and internal structure of a ribbed moraine and drumlin remnant in the environs of Baldone, Central Latvian Lowland. *In* Zelčs, V., Nartišs, M. (eds.), *International Field Symposium "Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments". Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17- 22, 2014.* University of Latvia, Rīga, 2014, pp. 86–89.

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos:

Lamsters, K., Zelčs, V. 2013. Glacial lineations in the Central Latvian Lowland and adjoining plains of North Lithuania. *In* Damušytė, A., Grigienė, A. (comp.) *International Field Symposium "Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania", June 25 – 30, 2013, Vilnius-Trakai, Lithuania. Abstracts of International Field Symposium – Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania.* Lithuanian Geological Survey, pp. 62–64.

Lamsters, K., Zelčs, V., Ošs, R. 2012. Subglacial bedforms of the Zemgale paleo-ice lobe, Central Latvian Lowland, SE Baltic. *In* Zhirov, A., Kuznetsov, V., Subetto, D., Thiede, J. (eds), *Geomorphology and Palaeogeography of Polar Regions": Proceedings of the Joint Conference "Geomorphology and Quaternary Palaeogeography of Polar Regions", Symposium "Leopoldina" and the INQUA Peribaltic working group Workshop*. St.-Petersburg State University, Russia, pp. 437–439.

Starptautisko konferenču tēzes:

Lamsters, K., Zelčs, V. 2015. Dynamics of the Zemgale Lobe of the Scandinavian Ice Sheet reconstructed from the subglacial landform record. EGU General Assembly 2015. *Geophysical Research Abstracts,* 17, EGU2015-1091.

Karušs, J., Lamsters, K., Bērziņš, D. 2015. The geomorphology and ground penetrating radar survey results of the Múlajökull and Þjórsárjökull surge-type glaciers, central Iceland. EGU General Assembly 2015. *Geophysical Research Abstracts,* 17, EGU2015-7258.

Lamsters, K. 2014. Dynamics and subglacial processes of the Zemgale Ice Lobe inferred from distribution and sedimentology of subglacial bedforms. *In* Zastrozhnov, D., Smolarek, J., Rybicki, M., Szczyygieł, J. Glazer, M. (eds.), *7th GeoSymposium of Young Researchers "Silesia 2014" 17-19th September, Żywiec, Poland.* University of Silesia, p. 32.

Lamsters, K., Karušs, J. 2014. Glacial landforms in the forefield of Múlajökull surge-type glacier, Central Iceland. *In* Zelčs, V., Nartišs, M. (eds.), *International Field*

Symposium "Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments". Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17- 22, 2014. University of Latvia, Rīga, pp. 120–121.

Lamsters, K., Ošs, R. 2012. The distribution and composition of the Zemgale ribbed moraines and related mineral deposits, Central Latvian Lowland, SE Baltic. *In 17th International Scientific Conference "EcoBalt 2012", Rīga, Latvia, October 18–19, 2012. Book of Abstracts*, University of Latvia Press, p. 46.

Lamsters, K. 2011. Glacial landforms of the MadlienaTilted Plain, Central Latvian Lowland. *In* Johansson, P., Lunkka J-P., Sarala, P. (eds.), *Late Pleistocene glacigenic deposits from the central part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone". Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion in Finland. June 12-17*. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, pp. 113–114.

Lamsters, K. 2011. Glacial Landforms of The Madliena Tilted Plain, Central Latvian Lowland. *In 2nd Students' International Geological Conference. April 28–May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia. Abstracts*. Rīga, LU Akadēmiskais Apgāds, p. 36.

Lamsters, K., 2010. Ledāja reljefa formu izplatība un morfoloģija Madlienas nolaidenumā un Ropažu līdzenumā. *In* Zuģicka, I., Aleksejeva, A., Paņina, L., Oļehnovičs, D. (eds.), *Abstracts of the 52nd International Scientific Conference of Daugavpils University*. Daugavpils, Daugavpils Universitāte.

Latvijas konferenču tēzes:

Lamsters, K. 2015. Zemgales ledus loba subglaciālās gultnes formas. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 73. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 230–232.

Lamsters, K. 2015. Subglaciālo reljefa formu uzbūves pētījumi Viduslatvijas zemienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 73. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 295–297.

Lamsters, K., Karušs, J., Bērziņš, D. 2015. Glaciālais reljefs un drumlinu lauks pie Mulajegidla (Múlajökull) izvadledāja, Centrālā Islande. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 73. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 233–235.

Karušs, J., Bērziņš, D., Lamsters, K. 2015. Hofsjegidla ledāja pētījumi ar radiolokācijas metodi. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 73. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 281–282.

Lamsters, K., Ošs, R., Zelčs, V. 2014. Zemgales rievoto morēnu iekšējā uzbūve Baldones apkārtnē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 72. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 259–261.

Lamsters, K., Zelčs, V. 2014. Zemgales lauka drumlinu iekšējā uzbūve Tērvetes apkārtnē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 72. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 256–258.

Lamsters, K. 2014. Ledāja veidotais reljefs pie Mulajegidla (Múlajökull), Islandē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 72. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 254–256.

Lamsters, K., Ošs, R., Zelčs, V. 2013. Drumlinu un rievoto morēnu iekšējā uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 71. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 327–329.

Lamsters, K., Ošs, R., Zelčs, V. 2013. Drumlinu izplatība, morfoloģija un iekšējā uzbūve Viduslatvijas un Viduslietuvas zemienēs. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 71. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 330–332.

Ošs, R., Lamsters, K. 2013. Zemgales rievoto morēnu izplatība, morfoloģija un iekšējā uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 71. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 349–351.

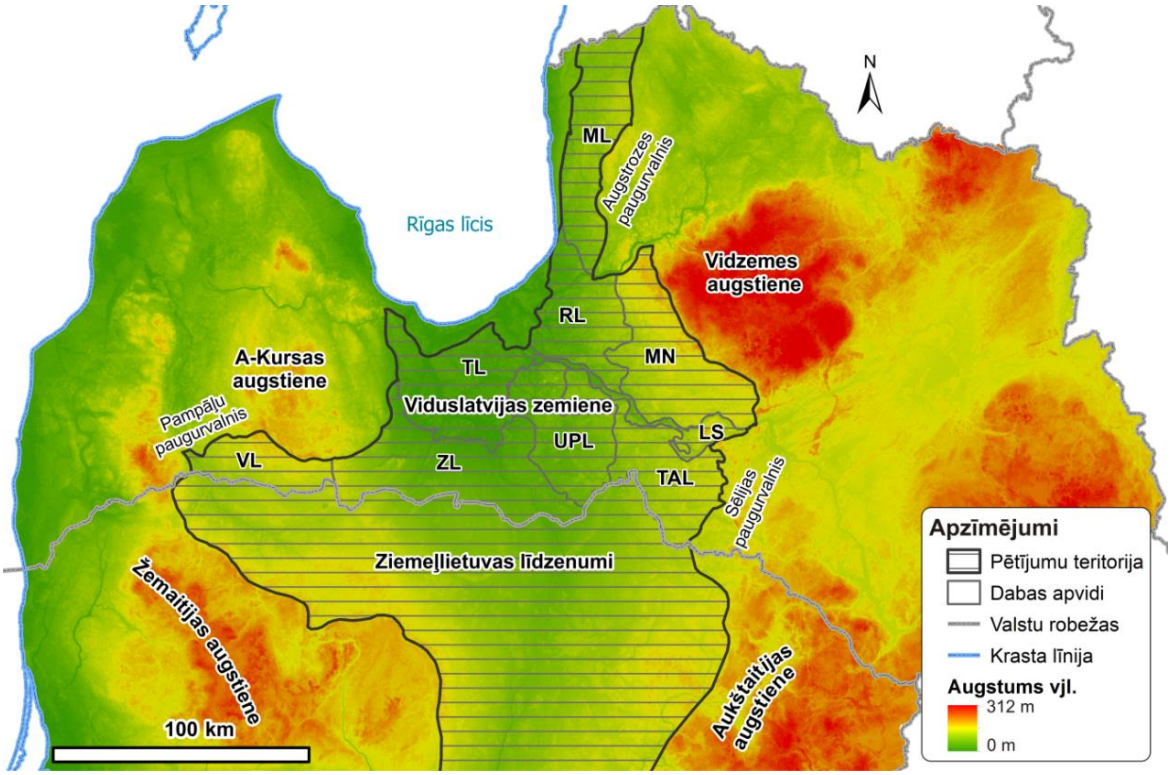
Ošs, R., Lamsters, K., 2012. Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 70. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 206–208.

Lamsters, K., 2011. Madlienas nolaidenuma glacigēnās reljefa formas. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 69. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 324–325.

Lamsters, K., 2010. Ledāja reljefa formu izplatība un veidošanās apstākļi Viduslatvijas zemienes ZA daļā. *Krāj. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. LU 68. zinātniskās konferences referātu tēzes*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, lpp. 320–321.

1. PĒTĪJUMU TERITORIJAS GLACIĀLI ĢEOLOĢISKS RAKSTUROJUMS UN AGRĀKIE PĒTĪJUMI

Pētījumu teritorija (1.1. attēls) atrodas Latvijas centrālajā un Lietuvas ziemeļdaļā. Latvijā tā aizņem Viduslatvijas zemienes Vadakstes līdzenumu, Zemgales līdzenumu, Tīreļu līdzenumu, Upmales paugurlīdzenumu, Taurkalnes līdzenumu, Lejasdaugavas senleju, Ropažu līdzenumu, Madlienas nolaidenumu un Metsepoles līdzenumu (Zelčs, Šteins, 1989; Zelčs, 1998a). Lietuvā pētījumu teritorija ietver Ziemeļlietuvas un Viduslietuvas zemienes līdzenumus (Guobytė, Satkūnas, 2011). Pētījumu teritorijas ziemeļu daļa atrodas pēdējā Fenoskandijas ledusvairoga nogāzē, savukārt pārējā daļa atrodas periferiālās segas iekšējā zonā, kur ledus biezums pēdējā apledojuma laikā nepārsniedza 500 m (Āboltiņš, 1975, 1989; 2010; Eberhards, 1977; Straume, 1979; Āboltiņš, Zelčs, 1988; Zelčs, Markots, 2004). Rietumkursas, Austrumkursas, Ziemeļkursas, Idumejas, Vidzemes, Žemaitijas un Aukštaitijas augstienes, kā arī Augstrozes, Pampāļu un Sēlijas starplobu paugurvaļņi norobežo pētījumu teritoriju un nošķir to no citām zemienēm (Straume, 1979; Zelčs, 1993a; Dreimanis, Zelčs, 1995; Zelčs, Markots, 2004). Viduslatvijas zemiene pieder diverģentā tipa glaciodepresiju zemieņu tipam (Zelčs, 1993a). Tā atrodas pamatiežu virsmas lielpazemājumā, ko galvenokārt veido Viduslatvijas zemums (Danilāns, 1997).



1.1. attēls. Pētījumu teritorijas novietojums un dabas apvidu robežas. Apzīmējumi: VL – Vadakstes līdzenums; ZL – Zemgales līdzenums; TL – Tīreļu līdzenums; UPL – Upmales paugurlīdzenums; TAL – Taurkalnes līdzenums; LS – Lejasdaugavas senleja; MN – Madlienas nolaidenums; RL – Ropažu līdzenums; ML – Metsepoles līdzenums. Pamatnē SRTM digitālais virsmas modelis.

Figure 1.1. Location of the study area and glaciomorphological regions. Legend: VL – Vadakste Plain; ZL – Zemgale Plain; TL – Tīreļi Plains; UPL – Upmale Hummocky Plain; TAL – Taurkalne Plain; LS – Lejasdaugava Plain; MN – Madliena Tilted Plain; RL – Ropaži Plain; ML – Metsepole Plain. SRTM DEM at background.

Nozīmīgākie vēsturiskie pētījumi par Viduslatvijas zemienes reljefu ir saistāmi ar 19.gs. beigām un 20.gs. sākumu (Grewingk, 1879; Doss, 1910; Kupffer, 1911; Hausen, 1913). Pirmajā Igaunijas, Livonijas un Kurzemes fizioģeogrāfiskajā kartē (Kupffer, 1911) Viduslatvijas zemienes centrālā daļa ir dēvēta par Rīgas–Mītavas līdzenumu, tajā ir atzīmēta Linkuvas gala morēna, kas tiek saukta par Kurzemes–Lietuvas gala morēnu, un arī ir iezīmētas trīs Kangaru osu virknes Daugavas–Gaujas upstarpē, kas ir vienīgie kartē Latvijas teritorijā attēlotie osi. Līdzīgi arī B. Doss (1910) un V. Zāns (1935b) Linkuvas gala morēnu dēvē par Kurzemes–Lietuvas gala morēnas loku. Interesanti, ka K. Grēvinks (Grewingk, 1879) jau 19. gadsimta beigās izdala divus morēnas slāņus, nošķirot apakšējo pelēko morēnu no augšējās sarkanbrūnās morēnas, un to veidošanos attiecinot uz diviem apledojumiem. Vēlāk B. Doss (1910) skaidro šo divu morēnas slāņu veidošanos ledāja malas pārvietošanās rezultātā viena apledojuma laikā.

Pirmās nozīmīgās publikācijas par pētījumu teritorijas reljefa formām latviešu valodā uzraksta V. Zāns (1933, 1935a, b, 1936), kurš īpaši apskata osus un apkopo ledāja skrambu mērījumu rezultātus. A. Dreimanis (1935) ir pirmais, kurš pēta ledāja radītās deformācijas Daugavas krastos, bet I. Sleinis (1936) sniedz vispārīgas ziņas par reljefa veidošanos. Turpmākie nozīmīgie pārskata un speciālo pētījumu rezultāti tiek publicēti jau padomju laikā. Tie saistās ar reljefa veidošanās pētījumiem un pārskata ģeomorfoloģiskās kartes sastādīšanu (Jaunputniņš, 1961), kvartāra perioda pārskatu Latvijā (Danilāns, 1961, 1973), morēnas nogulumu slāņu pētījumiem teritorijā starp Daugavas un Gaujas lejtecēm (Savvaitovs, Straume, 1963), morēnas nogulumu pētījumiem Zemgales līdzenumā (Āboltiņš, 1963), Dienvidkurzemes (Vadakstes pēc Zelčs et al., 1990) drumlinu lauka un Zemgales līdzenuma osu morfoloģijas un uzbūves izpēti (Straume, 1968, 1970, 1979), Madlienas nolaidenuma marginālo veidojumu un Linkuvas gala morēnas (Āboltiņš, 1970), ledāja morfoģenēzes un deglaciācijas (Āboltiņš, et al., 1972), Latvijas marginālo reljefa formu (Veinbergs, 1972), Daugavas upju baseina un Gaujas ieleju (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1972a), ielejveida iegrauzumu un subglaciālo ielejveida formu (Eberhards, 1972c, 1975), Latvijas augstieņu un tām piegulošās teritorijas ģeoloģiskās attīstības (Āboltiņš, 1975; Āboltiņš u. c., 1975), ledāja deglaciācijas un marginālo veidojumu (Meirons et al., 1976), Vadakstes līdzenuma morēnas nogulumu izplatības (Ginters, 1978), Kangaru osu morfoloģijas un uzbūves (Zelčs, 1986a, 1986b) pētījumiem, Latvijas fizioģeogrāfisko rajonēšanu (Zelčs, Šteins, 1989), Viduslatvijas zemienes drumlinu iekšējās uzbūves un veidošanās apstākļu noskaidrošanu (Zelčs et al., 1990), kā arī citiem atsevišķiem stratigrāfiska rakstura pētījumiem (Pērkons, 1957; Spriņģis, Pērkons, 1960; Sakson, Segliņš, 1990). Būtiski kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas pētījumu attīstībā bija arī ģeoloģiskās kartēšanas darbi 1:50 000, 1:200 000 un 1:500 000 mērogā (Gavrilova u. c., 1962, 1975; Mironovs u. c., 1962; Driķis u. c., 1980; Juškevičs u. c., 1981).

Pētījumu teritorijas reljefs galvenokārt veidojās Viduslietuvas (Gulbenes Latvijā) un Ziemeļlietuvas (Linkuvas Latvijā) oscilācijas fāžu laikā, vēlajā Vislas apledojumā aktivizējoties Rīgas ledus lielplūsmas (Āboltiņš et al., 1977) Zemgales lobam (Zelčs, Markots, 2004; Zelčs et al., 2011), kas dēvēts arī par Viduslatvijas lobu (Straume, 1979; Āboltiņš, 1989, 2010; Zelčs, 1993a). Gulbenes un Linkuvas oscilācijas fāzes Latvijā tiek apvienotas kā mēļveida oscilāciju stadijas, kuru laikā zemienēs notiek aktīva ledāja glaciotektoniskā darbība un subglaciālo reljefa formu veidošanās (Āboltiņš, 1972). Zemgales ledus loba reaktivizācija notika asinhroni Fenoskandijas ledusvairoga pēdējā apledojuma vispārējās deglaciācijas laikā (Bitinas, 2012). Zemgales lobam bija izteikti diverģents raksturs, par ko liecina plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu garenasu izkārtojums (Lamsters, Zelčs, in press), lai gan lokāli galvenokārt loba sānu daļā izvietotajā Madlienas drumlinu laukā eksistēja arī konverģenta ledus plūsma (Lamsters, 2011, 2012). Ledāja maksimālo izplatību Ziemeļlietuvas oscilācijas fāzes laikā

Viduslatvijas zemienē un Ziemeļlietuvas līdzenumos mūsdienu virsmā iezīmē Linkuvas gala morēna (Āboltiņš, 1970). Tās izteiksmīgākā daļa atrodas Ziemeļlietuvā, un tā tiek dēvēta arī par Ziemeļlietuvas marginālo grēdu (Karmazienė et al., 2013). Linkuvas oscilācijas fāze (Meirons et al., 1976) skaidri korelējas ar Ziemeļlietuvas fāzi Lietuvā (Serebryanny, Raukas, 1966; Zelčs et al., 2011). Viduslatvijas zemienes DA daļā ledāja maksimālo izplatību Ziemeļlietuvas oscilācijas fāzē mūsdienu reljefā iezīmē Valles grēda (Āboltiņš, 1970; Zelčs, 1998c) un tās turpinājums Madlienas nolaidenumā – Lielvārdes–Jūdažu malas veidojumu josla (Āboltiņš, 1970). Viduslatvijas zemienes ZA daļā Ziemeļlietuvas fāzes laikā Zemgales un Burtnieka ledus lobu saplūdes zonā izveidojās Augstrozes paugurvalnis (Zelčs, 1995c), savukārt tādi marginālie veidojumi, kā Alojas–Puikules un Dīriķu vaļņi, kas nošķir Viduslatvijas zemienes Metsepoles līdzenumu no Ziemeļvidzemes zemienes Burtnieku līdzenuma (Zelčs, 1995a), ir attiecināmi uz Valdemārpils oscilācijas fāzi. Ar šo fāzi saistāmi arī Sējas un Bīriņu vaļņi, kā arī Pociema grēda, kas nodala Metsepoles līdzenumu no Idumejas augstienes Limbažu viļņotā līdzenuma. Metsepoles līdzenuma robeža ar Piejūras zemieni rietumos tiek vilkta pa Baltijas ledus ezera senāko stadiju (BglI un BglII krasta līnijām (Zelčs, 1995a).

Gulbenes oscilācijas fāze tiek korelēta ar Viduslietuvas fāzi (Zelčs et al., 2011), ko marķē Viduslietuvas marginālā grēda Lietuvā (Guobytė, Satkūnas, 2011), Daudzevas valnis, Zalves valnis un Pilskalnes paugurgrēda Viduslatvijas zemienes Taurkalnes līdzenumā (Zelčs, 1998d), un Pampāļu paugurvalnis (Zelčs, 1997c) Vadakstes līdzenuma distālajā daļā. Viduslietuvas zemienes DA daļā uz D no Neretas, kur nav izteiktu marginālo reljefa formu, precīza ledāja malas rekonstrukcija ir apgrūtināta. Pētījumu teritorijas A daļa robežojas ar Sēlijas starplobu paugurvalni un tā turpinājumu Daugavas labajā krastā – Pļaviņu valni (Zelčs, 1998e), kuri pēc jaunākajām rekonstrukcijām (Zelčs et al., 2011) izveidojās jau Kaldabruņas fāzes laikā, kura korelējas ar Dienvidlietuvas fāzi Lietuvā. Sēlijas paugurvaļņa pamatnē ir pamatiežu pacēlumu virkne (Zelčs, 1998e) ar ielejveida iegrauzumu saposmojumu, kuros ir konstatēta iespējamā Kurzemes (Zāles) apledojuma morēna (Meirons, 2002a). Acīmredzot pacēlumi ietekmēja ledus masu dinamiku, veicinot starplobu paugurvaļņa veidošanos Zemgales un Lubāna ledus lobu saplūdes zonā. Teritorijā aptuveni starp Pilskalni, Zalvi, Viesīti un Neretu reljefu pārsvarā veido marginālās grēdas un vaļņi, kuri veidojās attiecīgi Kaldabruņas un Viduslietuvas oscilācijas fāzēs.

Mūsdienu reljefā Viduslatvijas zemienē un Ziemeļlietuvas līdzenumos dominē ledāja veidotas radiālās un transversās subglaciālās gultnes reljefa formas – drumlini un rievotās morēnas (Zelčs, 1993a, b, 1999; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). Šajā teritorijā drumlini un rievotās morēnas ir pētītas no divdesmitā gadsimta sākuma (Doss, 1910; Hausen, 1913; Mortensen, 1924; Dreimanis, 1935; Straume, 1968, 1979; Āboltiņš, 1970; Ginters, 1978; Zelčs, 1993a, b, c, d, 1999; Zelčs et al., 1990; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004). Rievotās morēnas Viduslatvijas zemienē galvenokārt pārstāv rievoto morēnu Zemgales paveids, kuram pārsvarā raksturīgs reģionālajam ledāja plūsmas virzienam paralēlu un perpendikulāru segmentu izkārtojums (Zelčs, 1993a, b, 1999; Dreimanis, Zelčs, 1998). Perpendikulārie segmenti ir agrāko drumlinu paliekas, kuri ir tikuši pārveidoti un dezintegrēti rievoto morēnu veidošanās laikā, tādējādi sadalot un daļēji iznīcinot kādreizējo drumlinu lauku (Zelčs et al., 1990). Zemgales rievoto morēnu galvenais izplatības areāls plešas Upmales paugurlīdzenumā (saukts arī par Daugmales areālu (Zelčs, 1993a, b)) starp Iecavas drumlinu lauku (Zelčs, 1995b) rietumos un Valles grēdu (Zelčs, 1998c) austrumos. Baldones apkārtnē sastopamās reljefa formas agrāk uzskatīja par kēmiem (Danilāns, 1961; Straume, 1979), jo to uzbūvē dominē smilšainie nogulumi, bet jaunākie pētījumi norāda uz to glaciotektonisko izcelsmi un ļauj tās pieskaitīt pie komplicētām rievotajām morēnām (Lamsters, Ošs, 2012, Lamsters, Zelčs, in

press). Sākotnēji daļa no Zemgales rievotajām morēnām tika klasificētas kā marginālie veidojumi (Āboltiņš, 1970). Pēc tam tās tika interpretētas kā Labradora tipa rievotās morēnas (Straume, 1979), pamatojoties uz J. Lavrušina (Lavrushin, 1976) rievoto morēnu terminoloģiju. Ņemot vērā to, ka termins netika pieņemts Labradorā pētījumus veikušo zinātnieku vidū (e.g. Kleman et al., 1994), vēlāk šīs reljefa formas tika nodēvētas par Zemgales rievotajām morēnām (Zelčs, 1993a, b; Dreimanis, Zelčs, 1998; Zelčs, 1999).

Drumlini Viduslatvijas zemienē grupējas, veidojot četrus izteiktus drumlinu laukus: Vadakstes, Zemgales, Iecavas un Madlienas (Zelčs, 1993a, c, d, 1995a; Zelčs et al., 1992; Lamsters, 2011; Lamsters, Zelčs, in press). Pirmie trīs drumlinu lauki turpinās arī Ziemeļlietuvas līdzenumos, kuru ZA daļā ir konstatēti arī lielizmēra glaciālie lineamenti, kuru garums pārsniedz pat 20 km (Lamsters, Zelčs, in press). Vadakstes (agrāk dēvēts arī par Dienvidkurzemes drumlinu lauku (Straume, 1968, 1979)) un Madlienas (agrāk dēvēts arī par Viduslatvijas (Zelčs, 1993a)) drumlinu lauki veidojās Viduslietuvas glaciālās fāzes laikā, savukārt pārējie drumlinu lauki radušies Ziemeļlietuvas glaciālās fāzes laikā. Idumejas augstienes Limbažu viļņotajā līdzenumā atrodas Limbažu drumlinu lauks (Zelčs, 1995c), kurā ir konstatēti gandrīz simts drumlini. Limbažu un Madlienas lauku drumlini agrāk tika dēvēti par uvāliem jeb morēnuvāliem (Straume, 1979), pamatojoties uz no krievu valodas aizgūtu terminoloģiju, bet vēlāk tie tika nodēvēti par konverģentajiem drumliniem jeb krumliniem sakarā ar to garenasu konverģento sakārtojumu (Zelčs, 1993a, b, c, 1997a).

Pavisam neliels drumlinu lauks, kas agrāk izdalīts kā Lādes drumlinu lauks (Zelčs, 1995c), atrodas starp Limbažu (Limbažu–Nabes senlejas Z daļa) un Jumpravmuižas subglaciālajām iegultnēm (Straume, 1979;), un to veido aptuveni divdesmit Z–D virzienā orientēti drumlini. Daļu no minētajiem un arī citiem apkārtnes ielejveida pazemājumiem pilnīgi vai daļēji aizņem osi un osveida formas jeb pēc O. Āboltiņa (1989) lietotās terminoloģijas – tutāni. No šīm osveida formām, kuru kodolus veido dažāda materiāla diapīrkrokas, izteiksmīgākie ir Jumpravmuižas un Svētupes osi (Zāns, 1933; Zelčs, 1995c). Plašas glaciofluviālās deltas aiz ielejveida pazemājumu distālajām daļām liecina, ka šajos subkvartārās virsmas pazemājumos deglaciācijas noslēguma posmā attīstījās tuneļielejas. Arī Limbažu viļņotajā līdzenumā iesniedzas tuneļielejas, kas mūsdienu ainavā atspoguļojas kā Limbažu–Nabes un Aģes senlejas. Tajās, galvenokārt to distālajās daļās, atrodas Aģes, Sāruma, Ērgļu kalna un citi osi un osveida formas. Limbažu apkārtnes ezerus šķērsojošās osveida formas sākotnēji ir dēvētas arī par ezerosiem (Zāns, 1933), jo tās iestiepjas apkārtnes ezeros, veido salas un pussalas, vai pat atdala divus blakusesošus ezerus.

Gan Metsepoles, gan Limbažu līdzenumus kopumā saposmo samērā daudzas tuneļielejas un osi, kas liecina par izteiktu ledājkušanas ūdeņu darbību deglaciācijas laikā. Turklāt daudzu šo osu izvietojums sakrīt ar zemkvartāra virsmas ielejveida iegrauzumiem (Juškevičs, 2000c). Izteiksmīgi osi ir sastopami arī tālāk uz D, Ropažu līdzenuma un Upmales paugurlīdzenuma A daļās. Kopumā Viduslatvijas zemienes lielākā osu daļa ir koncentrēta zonā starp Viļķeni ziemeļos un Bārbeli dienvidos, un to veidošanās galvenokārt saistīta ar ledāja atkāpšanos no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas.

Taurkalnes līdzenumā drumlini ir konstatēti tikai tā DA daļā, galvenokārt starp Mēmeli un Dienvidsusēju. Šie drumlini ir neliela izmēra. Līdzenuma daļā Lietuvā tie krasi robežojas ar lielizmēra glaciālajiem lineamentiem un ir dažviet uzguldīti tiem virsū. Tas norāda uz relatīvi vēlāku to veidošanās laiku. Pārējā līdzenuma daļā ir izplatīti Daudzevas sprostezera smilšainie nogulumi (Zelčs, 1998d; Meirons, 2002b), kas veido glaciolimnisko līdzenumu, un ir cēlonis tam, ka teritorijā gandrīz nav izplatītas subglaciālās reljefa formas, jo, iespējams, tās ir apraktas zem šiem nogulumiem. Taurkalnes līdzenuma ZR daļā glaciolimniskie nogulumi daudzviet ir pārpūsti un veido iekšzemes kāpas vai to masīvus. Pārsvarā ir izplatītas paraboliskās kāpas (Znudova, 2011). Detāla topogrāfisko karšu un

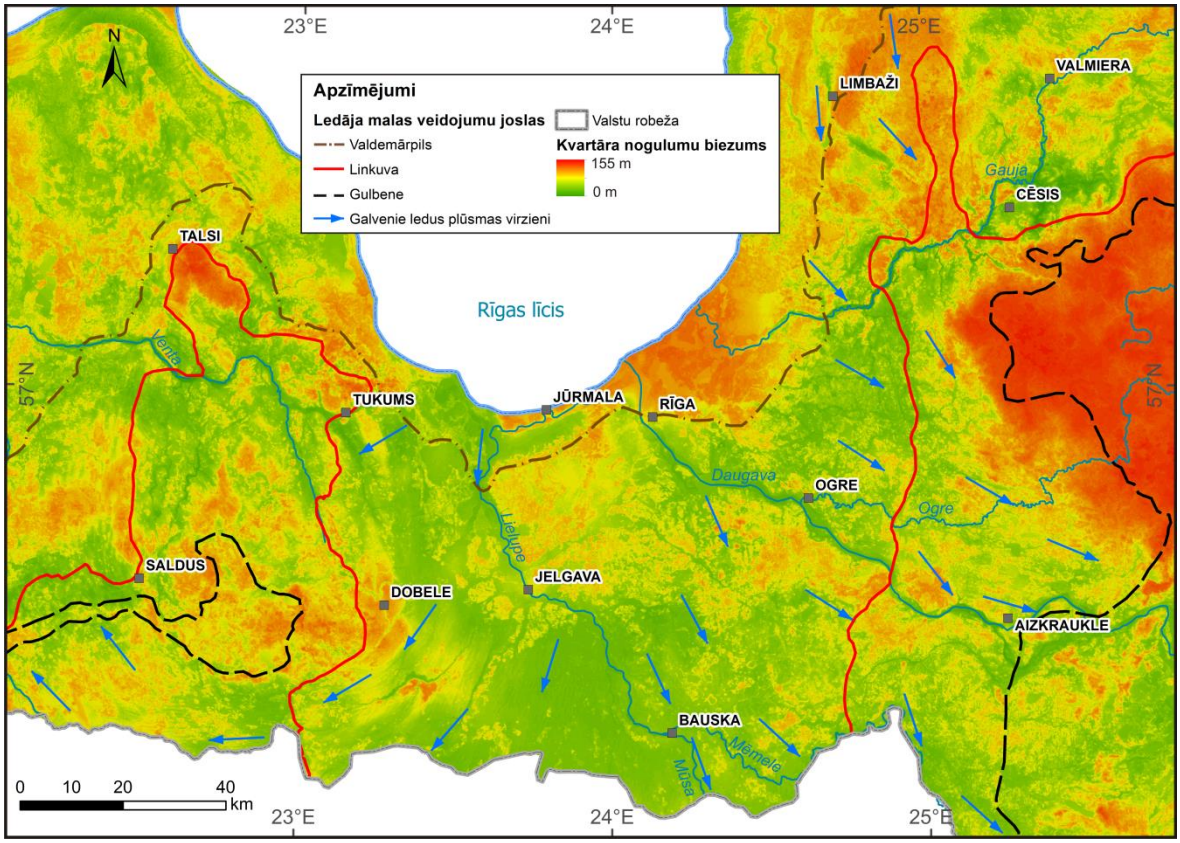
LIDAR reljefa modeļa analīze Latvijas pierobežā liek domāt, ka kāpas ir izplatītas plašāk, nekā, piemēram, iezīmētie eolo nogulumu izplatības laukumi kvartāra nogulumu kartē (Meirons, 2002b). Viens no tādiem areāliem atrodas Z no Kurmenes, kā arī turpinās tālāk uz A gar Lietuvas–Latvijas robežu. Vietām kāpas ir uzguldītas drumliniem. Kopumā teritorijā Z no Viesītes upes ielejas starp Taurkalnes valni un Daudzevas valni, kāpas ir sastopamas samērā bieži. Taurkalnes līdzenuma drumlini A izbeidzas pie Pilskalnes paugurgrēdas un Zalves vaļņa, kuri kopā ar tālāk Z esošo Daudzevas valni veido Viduslietuvas oscilācijas fāzes malas veidojumu joslu. Neliels drumlinu areāls iestiepjas starp Pilskalnes paugurgrēdu un Zalves valni Neretas virzienā, kur tas robežojas ar ledāja malas veidojumiem. Taurkalnes līdzenuma R daļu šķērso Taurkalnes valnis, kurš, iespējams, iezīmē īslaicīgu ledāja malas stabilizāciju Viduslietuvas oscilācijas fāzes laikā. Osi Taurkalnes līdzenumā ir ļoti reti sastopami. Viena osu grēda ar dažiem pavadošiem, nelieliem osu vaļņiem stiepjas DDA virzienā no Taurkalnes vaļņa dienviddaļas. Distālā virzienā šim osam ir raksturīga delta. Osa orientācija sakrīt ar uz D esošo drumlinu garenasu orientāciju.

Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas Ziemeļlietuvas līdzenumu ZA daļā šī pētījuma laikā ir interpretētas kā lielizmēra glaciālie lineamenti (Lamsters, Zelčs, 2013; in press; skat. arī 4.1.1. apakšnodaļu). Tie zinātniskajā literatūrā ir klasificēti kā drumlini (Čepulytė, 1957), flūtingi (Lavrushin, 1976; Gaigalas, Marcinkevičius, 1982) un erozijas formas, kas saglabājušās starp ledājkušanas ūdeņu kanāliem (Gaigalas, 1971; Mikalauskas, Mikutienė, 1971). Lielizmēra glaciālo lineamentu piederība ledājkušanas ūdeņu kanāliem gan ir mazticama, jo zemledāja kušanas ūdeņu formām citviet pasaulē ir raksturīga zarojošos kanālu sistēma (Grant, 1998). Ziemeļietuvā tas nav novērojams, jo šie lineamenti ir taisni un izvietoti paralēli viens otram. Citi pētnieki minētos lineamentus ir klasificējuši arī kā akumulatīvu ledāja malas veidojumu kompleksu (Baublys et al., 1970) vai arī kā lēzenus sānu morēnas vaļņus (Eberhards, 1977). Jaunākajā lietuviešu pētnieku publikācijā tie tiek dēvēti par megalineamentiem (Baltrūnas et al., 2014). Tāpat arī pārējās plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas Ziemeļlietuvā ir dēvētas dažādos terminos, bet vēlāk saistībā ar to morfoloģiju un tajos sastopamajām glaciotektoniskajām deformācijas struktūrām tie ir galvenokārt klasificēti kā drumlini vai drumlinoīdi (Zelčs et al., 1990; Zelčs, 1993a; Guobytė, 1998, 2002; Guobytė, Satkūnas, 2011; Karmazienė et al., 2013).

Viduslatvijas zemienē kvartāra nogulumu biezums (1.2. attēls) pārsvarā ir salīdzinoši neliels, vidēji ap 10–20 m, bet pozitīvo reljefa formu lokalizācijas vietās tas var sasniegt no 20 līdz 40 m (Juškevičs, 2000a, 2001a; Meirons, 2002a). Dažās vietās, piemēram, Madlienas nolaidenuma pozitīvajās ledāja reljefa formās Vidzemes augstienes tuvumā, kvartāra nogulumu sega ir 60–70 m bieza (Mironovs u. c., 1962). Maksimālais biezums konstatēts apraktajā ielejā pie Jūrmalas, un tas sasniedz pat 283 m (Meirons, Straume, 1979). Plānākā kvartāra nogulumu sega Viduslatvijas zemienē ir Zemgales līdzenumā, īpaši tā centrālajā daļā, kur tā ir plānāka par 10 m, vietām tikai dažus metrus bieza, Ropažu līdzenuma centrālajā un ZA daļā, kā arī Vadakstes līdzenuma A daļā, kur tā ir tikai 2–8 m (Juškevičs, 2000a, 2001a; Meirons, 2002a; Zelčs, Markots, 2004).

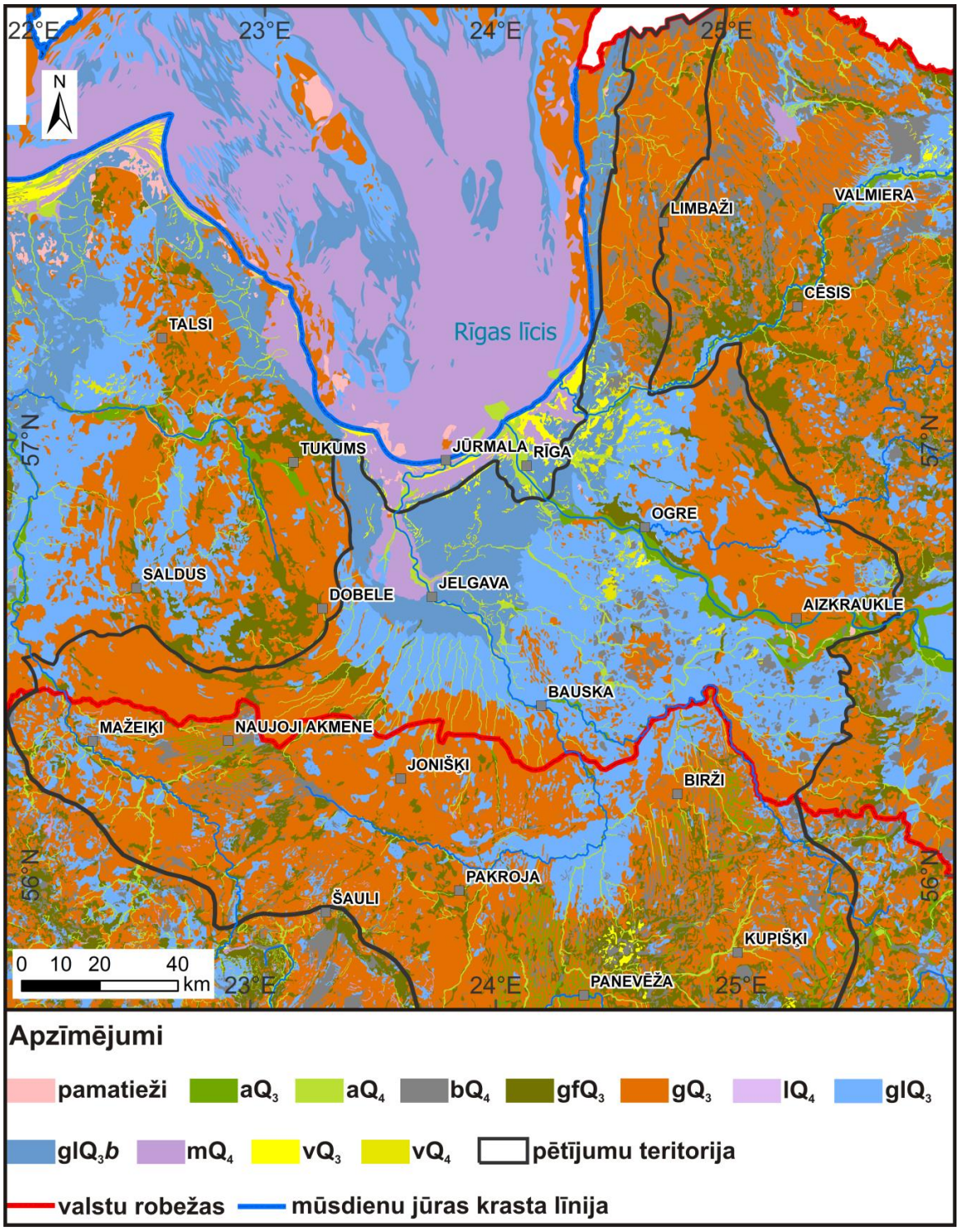
Kvartāra nogulumus pētījumu teritorijā (1.3. attēls) pārsvarā veido neviendabīga vēlā Vislas (vietējais nosaukums – Latvijas) apledojuma morēnas slāņi ar glacioakvālo nogulumu starpkārtām (Savvaitovs, Straume, 1963; Āboltiņš, 1963; Ginters, 1978; Zelčs et al., 1990; Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b). Pelēkā Zāles (vietējais nosaukums – Kurzemes) apledojuma morēna ir konstatēta Vadakstes līdzenumā (neskaitot tā A daļu), kur tā ir vidēji 8–10 m bieza, un pārējā Viduslatvijas zemienē dažos ielejveida iegrauzumos un subkvartārās virsmas pazeminājumos (Āboltiņš, 1963; Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b), kā arī pozitīvajās ledāja reljefa formās zem jaunākās morēnas vai kā ievikuma joslas tajā (Dreimanis, 1935). Jāpiebilst, ka ģeoloģiskās

kartēšanas laikā noteiktais morēnas nogulumu stratigrāfiskais iedalījums nereti ir balstīts uz neviennozīmīgiem un subjektīviem kritērijiem, kā, piemēram, morēnas krāsu, tādēļ tas vienmēr ir jāvērtē kritiski. Tāpat arī noteiktās granulometriskā un petrogrāfiskā sastāva atšķirības morēnas slāņiem mēdz būt ļoti līdzīgas (Mironovs u. c., 1962; Āboltiņš, 1963; Ginters, 1978), kas apgrūtina to stratigrāfisko iedalīšanu.



1.2. attēls. Kvartāra segas nogulumu biezums, Zemgales loba ledus plūsmas virzieni un ledāja malas veidojumu joslas Viduslatvijā. Sagatavots, izmantojot Popovs u. c. (2013) subkvartārās virsmas modeli, SRTM virsmas augstuma modeli, ledāja malas veidojumu joslas (modificētas pēc Zelčs et al., 2011). Upes, pilsētas un valsts robeža pēc SIA Envirotech ĢIS Latvija 10.0 datubāzes (2011).
Figure 1.2. Thickness of the Quaternary deposits with main ice flow directions and ice-marginal zones. Compiled by author using Popovs et al. (2013) bedrock surface model, *SRTM* DEM and ice marginal positions (modified after Zelčs et al., 2011). Rivers, cities and national border derived from SIA Envirotech geographical database GIS Latvia 10.0 (2011).

Pētījuma teritorijā viena apledojuma morēnas nogulumi parasti veido divus, bet reizēm vairākus slāņus. Proksimāli no Ziemeļlietuvas glaciālās fāzes malas veidojumiem ir konstatēti divi vēlā Vislas apledojuma morēnas nogulumu slāņi (Āboltiņš, 1963; Savvaitovs, Straume, 1963; Dreimanis, Zelčs, 1995; Zelčs, Markots, 2004). Savukārt trīs morēnas nogulumu slāņi ir atrasti pamatiežu pazeminājumos Vadakstes līdzenumā (Straume, 1968; Gavrilova u. c., 1975; Ginters, 1978; Juškevičs, 2001a) un lokāli arī Ziemeļlietuvā (Guobytė, Satkūnas, 2011; Karmazienė et al., 2013), un attiecīgi apakšējais pelēkās morēnas slānis tiek uzskatīts par Kurzemes apledojuma un tā analoga Lietuvā – Medininku apledojuma nogulumiem.



1.3. attēls. Kvartāra nogulumu karte. Apzīmējumi: Q_4 – holocēns; Q_3 – augšpleistocēns; a – aluviālie nogulumi; b – purva nogulumi; gf – glaciofluviālie nogulumi; g – glacigēnie nogulumi (diamiktons); l – limniskie nogulumi; gl – glaciolimniskie nogulumi; gl*b* – Baltijas ledus ezera nogulumi; m – marīnie nogulumi; v – eolie nogulumi. Sagatavota, izmantojot VĢD kvartāra nogulumu karšu mozaīku mērogā 1:200 000, vektordatu formātā. Upes un pilsētas pēc SIA Envirotech ģeodatubāzes GIS Latvia 10.0 (2011).

Figure 1.3. Quaternary surficial deposits. Legend: Q_4 – Holocene; Q_3 – Upper Pleistocene; a – aluvial deposits; b – peat deposits; gf – glaciofluvial deposits; g – glaciogenic deposits (diamicton); l – limnic deposits; gl – glaciolimnic deposits; gl*b* – Baltic Ice Lake deposits; m – marine deposits; v – aeolian deposits. Borders of the study area are marked by dark grey contour line. Compiled by author using VĢD mosaic dataset of Quaternary deposits maps at scale 1:200 000 vector data. Rivers and cities derived from SIA Envirotech geographical database GIS Latvia 10.0 (2011).

Citi pētnieki (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982; Baltrūnas et al., 2005) Ziemeļlietuvā ir konstatējuši četrus morēnas slāņus, no kuriem apakšējais tiek pieskaitīts Grūdas stadijas (Gaigalas, 1995; Guobytė, 2004) jeb pēdējā apledojuma maksimālās uzvirzīšanās laikā veidotajai morēnai un pārējie trīs Baltijas stadijai. Lielākais litoloģiski atšķirīgu morēnas slāņu daudzums (līdz 5 slāņi) ir konstatēts urbumā Vidzemes augstienes R daļā (Mironovs u. c., 1962), kas robežojas ar pētījumu teritoriju (visi augšējie trīs slāņi ir attiecināti uz pēdējo apledojumu), kā arī Kaibalas upes ielejas pamatkrasta atsegumos (Pērkons, 1957; Spriņģis, Pērkons, 1960) un citās vietās, kur morēnas nogulumu sega ir glaciotektoniski deformēta (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004).

Kopumā morēnas nogulumu stratigrāfiskais iedalījums pētījumu teritorijā ir komplicēts un to stratigrāfiskā piederība joprojām nav viennozīmīgi skaidra, jo trūkst kvalitatīvu datēšanas rezultātu. Risinot līdzīgas problēmas Rietumlatvijā (Saks et al., 2012b), ir, piemēram, pierādīts, ka augšējais tumšpelēkais morēnas slānis ir uzkrājies vēlā Vislas apledojuma laikā, nevis Kurzemes apledojumā, kā to uzskatīja agrāk. Autora pētījumu laikā arī ir konstatēti pelēkas morēnas slāņi Mašēnu un Lāču karjeros, kuru stratigrāfiskā piederība nav viennozīmīgi nosakāma, lai gan līdzīga pelēka morēna atsegumos pie Daugmales, kas atrodas netālu no Mašēnu karjera, ir interpretēta kā iespējamā Kurzemes apledojuma morēna, jo tā nesatur *Portlandia arctica* molusku čaulas, kuras ir raksturīgas agrā Vislas laika posma baseina nogulumiem, kuri atrauteņu veidā ir asimilēti ledājā un no Rīgas līča pārvietoti tālāk sauszemē pēdējā apledojuma maksimālās transgresijas laikā (Molodkov et al., 1998; Dreimanis, Zelčs, 1995, 1998, 2004).

Morēnas nogulumi pētījuma teritorijā neveido vienlaidus segu. Arī starpmorēnu smilšaino nogulumu saguluma apstākļi pozitīvajās reljefa formās mēdz būt komplicēti, reizēm pat vecāki smilšainie un citi baseina nogulumi pārklāj jaunākas morēnas nogulsnējumus (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004). Tādēļ vairāki pētnieki (Levkov, 1980; Āboltiņš, 1989, 1999; Zelčs, 1993a; Zelčs et al., 2011) ir uzsvēruši glaciotektonisko deformāciju nozīmīgo lomu morēnas nogulumu un it īpaši drumlinu un rievoto morēnu iekšējā uzbūvē un sākotnējā pleistocēna nogulumu biezuma izmaiņās. Zemgales rievotajās morēnās un Iecavas lauka drumlinos bieži ir sastopami atrauteņi un augšupvērstas daikas no senākiem pleistocēna nogulumiem un pat pamatiežiem (Dreimanis, 1935; Āboltiņš, 1963; Zelčs, 1993a). Vietām, galvenokārt rievotajās morēnās, ir sastopami vairāki morēnas nogulumu slāņi, kuri veidojušies kā zvīņveida uzbīdījumi kompresijas plūsmas apstākļos (Lamsters, Zelčs, in press). Dreimanis un Zelčs (1998) norāda, ka Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā sastāv no diviem līdz pat pieciem vēlā Vislas apledojuma morēnas nogulumu slāņiem, zem kuriem ir atrasti viens vai divi Kurzemes apledojuma morēnas nogulumu pagulslāņi. Šādi morēnas slāņi ir veidojušies zvīņveida uzbīdījumu rezultātā zemledāja apstākļos (Āboltiņš, 1989, 1999). Kā Vislas, tā arī Zāles apledojuma dažādu slāņu morēnas nogulumu litoloģiskā sastāva atšķirības ir nebūtiskas, un, kā secina I. Danilāns (1970), tās nav iespējams izmantot stadiālo morēnas nogulumu nodalīšanā. Pamatojoties uz zvīņveida uzbīdījumu struktūru veidošanās mehānismu (Lavrushin, 1976; Levkov, 1980; Aber et al., 1989; Āboltiņš, 1989), visticamāk, ka uzbīdījuma zvīņas sastāv no viena un tā paša vecuma nogulumiem.

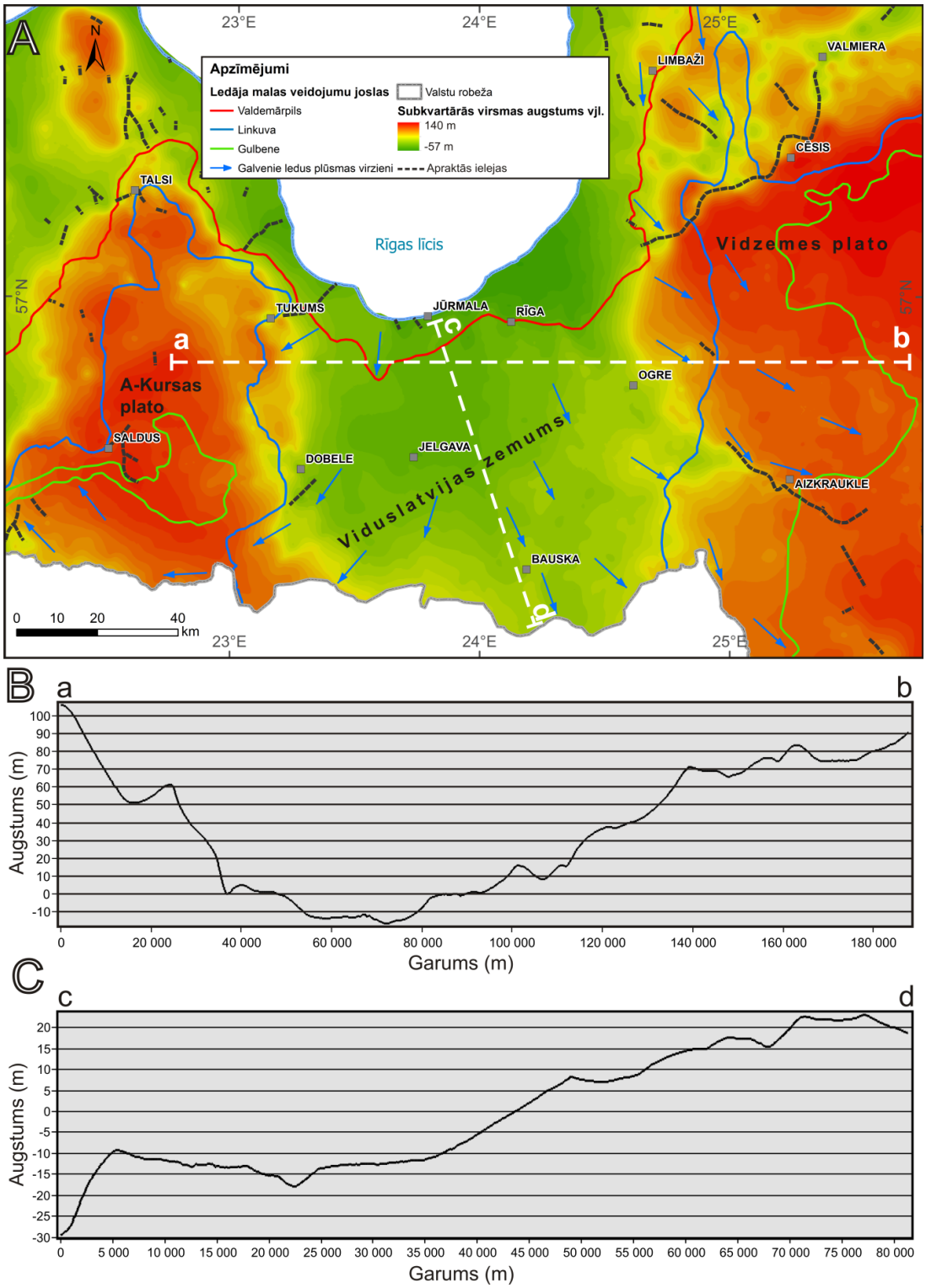
Pēc Juškeviča (Juškevičs, 2000a, b) datiem augšējā morēnas slāņa nogulumi Zemgales un daļā Ropažu līdzenuma, kā arī Upmales paugurlīdzenumā ir pārklāti ar vidēji 2–3 m bieziem Zemgales sprostezera nogulumiem. Tīreļu līdzenumā un Ropažu līdzenuma R daļā kvartāra nogulumu virsējā daļā ir izplatīti 5–6 m biezi Baltijas ledus ezera smilšainie nogulumi, kuru maksimālais biezums sasniedz pat 18 m, savukārt Rīgas līcī ir izplatīta 10–15 m bieza mālu un aleirītu slāņkopa (Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b). Daudzevas baseina glaciolimniskie nogulumi vidēji 3–8 m biezumā ir izplatīti Taurkalnes līdzenumā, kā arī Madlienas nolaidenuma R daļā (Meirons, 2002a, b).

Smilšainie sprostezeru nogulumi vietām, īpaši Ropažu līdzenuma rietumos, Upmales paugurlīdzenuma un Taurkalnes līdzenuma ZR daļās veido iekšzemes kāpu areālus.

Zem kvartāra nogulumiem Viduslatvijas zemienē ieguļ galvenokārt augšdevona Franas un Famenas stāvu terigēnie un karbonātiskie nogulumieži – smilšakmens, māls, aleirolīts, dolomīts, merģelis un ģipsis, bet Viduslatvijas zemienes ZA daļā arī vidusdevona terigēnie nogulumieži (Brangulis u. c., 1998; Pomeranceva, Brangulis, 2000a, b; Mūrnieks, 2001a, b, 2002a, b). Vadakstes līdzenumā virskārtā atsedzas visjaunākie terigēnie un karbonātiskie perma, triasa un juras nogulumieži (Mūrnieks, 2001a, b). Augšperma Naujoji Akmenes svītas augšdaļu veido kaļķakmens, triasa nogulumiežus pārstāv māls un aleirolīts, savukārt Vadakstes līdzenuma DR daļā ir sastopami juras māls un kvarca smiltis (ibid.). Pamatieži atrauteņu veidā ir dažviet sastopami glaciotektoniskajās reljefa formās, īpaši rievotajās morēnas (Zelčs, 1993b; Dreimanis, Zelčs, 1998), kā arī Linkuvas vaļņa proksimālajā nogāzē un tai pieguļošajā teritorijā (Āboltiņš, 1963; Veinbergs, 1972). Kopumā Viduslatvijas zemienes Z daļā (tostarp visā Metsepoles līdzenumā) subkvartāro virsmu veido vāji konsolidēti Burtnieka, Gaujas un Amatas svītu terigēnie nogulumieži, bet Taurkalnes līdzenumā un daļā Ropažu līdzenuma un Madlienas nolaidenuma galvenokārt augšdevona Franas stāva Daugavas, Salaspils un Pļaviņu svītu karbonātieži. Pārējā zemienes daļā subkvartāra virsmā ir novērojama līdz vairākus desmitus kilometru platu terigēno un karbonātisko nogulumiežu joslu mija (Brangulis u. c., 1998; Pomeranceva, Brangulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b).

Subkvartārā virsma (1.4. attēls) Viduslatvijas zemienes lielākajā daļā kopumā pazeminās Rīgas līča virzienā, bet Vadakstes līdzenumā tā vienmērīgi krīt D virzienā. Savukārt zemienes A daļā, īpaši Upmales paugurlīdzenumā, virsma ir izteikti artikulēta, un tajā ir denudācijas palikšņi (Juškevičs, 2000c; Juškevičs, Burlakovs, 2001; Meirons, Goldfarbs, 2002; Popovs u. c., 2013). Subkvartāro virsmu vietām, it īpaši Viduslatvijas zemienes ZA daļā, saposmo apraktās ielejas. Tādējādi augšdevona nogulumiežu virsma, piemēram, ielejveida iegrauzumā (Limbažu–Nabes senlejā) zem Sāruma ezera atrodas dziļāk par 146 m zjl. (Juškevičs, 2000a). R–A virzienā starp A–Kursas un Vidzemes plato subkvartārās virsmas absolūtais augstums mainās no 105 m vjl. līdz 15 m zjl. (2.4. attēls). Pamatiežu virsmas maksimālais augstums zemienes perifērajā daļā Madlienas nolaidenuma ZA sasniedz pat 110, bet minimālais augstums Rīgas līča dienvidu daļā ir 60 m zjl.

Viduslatvijas zemienes centrālā daļa, kā to norādīja jau V. Zāns (1935b), ir viens no Latvijā lielākajiem ledāja erozijas areāliem. Ledāja erozijas pēdas izteikti parādās subkvartārās virsmas reljefā (ibid.). Visu pleistocēna apledojumu erozijas rezultātā subkvartārās virsmas reljefs kļuva zemāks maksimāli par 100 m (Āboltiņš, 1989). Subkvartārās virsmas reljefu Viduslatvijas zemienē galvenokārt veido tādi pazemājumi kā Baltijas depresija, kura pilnībā atrodas zemāk par jūras līmeni, un Viduslatvijas zemums (Danilāns, 1997). Lai varētu novērtēt pamatiežu virsmas ietekmi uz subglaciālo reljefa formu izplatību un ledus plūsmu, šajā pētījumā ir izmantots subkvartārās virsmas reljefa modelis (Popovs u. c., 2013), kas ir redzams 1.4. A attēlā. Stāvākais subkvartārās virsmas kritums ir R virzienā no Madlienas nolaidenuma ZA daļas (Vidzemes plato R) uz Baltijas depresiju, kur virsmas augstumu starpība sasniedz 160 m. Viduslatvijas zemienē virzienā no Latvijas–Lietuvas robežas uz Jūrmalu subkvartārās virsmas amplitūda ir 60 m, mainoties no 30 m vjl. dienvidos līdz 30 m zjl. ziemeļos (1.4. C attēls). Vairāki pētnieki ir norādījuši, ka pamatiežu pacēlumi sakrīt ar lielāku drumlinu blīvumu gan Viduslatvijas zemienē (Straume, 1968; Zelčs, 1993a), gan arī Ziemeļlietuvā (Karmazienė et al., 2013) un Burtnieka drumlinu laukā (Zelčs, Dreimanis, 1997). Pamatiežu virsmas topogrāfijas un litoloģijas ietekme uz drumlinu un rievoto morēnu izplatību pētījumu teritorijā ir plašāk analizēta diskusijas nodaļā.



1.4. attēls. A. Subkvartārās virsmas topogrāfija, Zemgales loba galvenie ledus plūsmas virzieni, ledāja malas veidojumu joslas. B, C. Subkvartārās virsmas hipsometriskie profili pa profila līnijām a–b un c–d. Sagatavots, izmantojot Popovs u. c., 2013 subkvartārās virsmas modeli un ledāja malas veidojumu joslas (modificētas pēc Zelčs et al., 2011). Upes, pilsētas un valsts robeža pēc SIA Envirotech ģeodatubāzes GIS Latvia 10.0 (2011).

Figure 1.4. A. Bedrock surface topography with respect to main ice flow directions and ice marginal lines. B, C. Hypsometric profiles a–b and c–d. See Fig. 1.4. A for location of the profile. Compiled by author using Popovs et al., 2013 bedrock surface model and ice marginal positions (mofivied after Zelčs et al., 2011). Rivers, cities and national border derived from SIA Envirotech geographical database GIS Latvia 10.0 (2011).

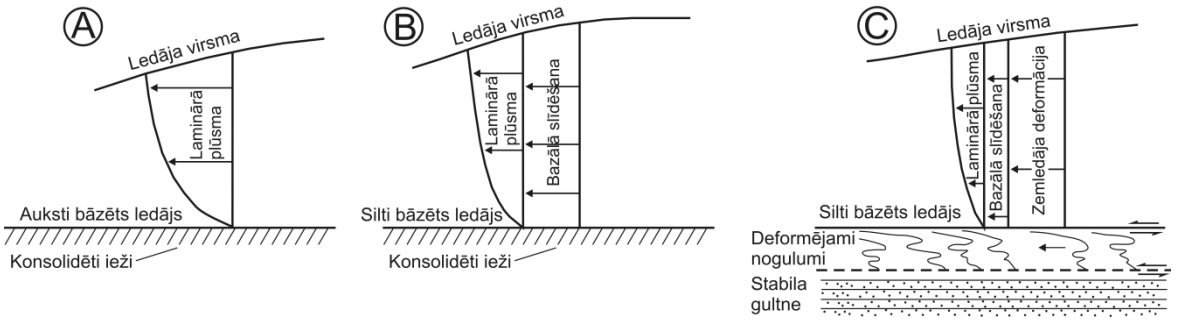
Viduslatvijas zemienes teritorijā atrodami ievērojami būvniecības minerālo derīgo izrakteņu krājumi. No pamatiežiem nozīmīgākie ir ģipšakmens, dolomīts, māls un kaļķakmens (Brangulis u. c., 1998; Segliņš u. c., 2013). Kvartāra nozīmīgākie būvniecības derīgie izrakteņi ir smilts, grants un māls, bet citas nozīmīgākās derīgo izrakteņu iegulas saistās ar kūdras un sapropeļa nogulumiem. Būtiska daļa smilts un grants krājumu saistīti ar pēdējā apledojuma veidotajām reljefa formām un aluviālajos, kā arī eolajos procesos akumulēto smilts materiālu. Plašas teritorijas zemienē klāj glaciolimniskie nogulumi, kas nereti veido arī reljefa formu kodolus ar nozīmīgiem derīgā izrakteņa krājumiem. Zemgales sprostezerā un Baltijas ledus ezerā uzkrājušies arī mālainie nogulumi, veidojot vienus no lielākajiem mālu izplatības rajoniem Latvijā, piemēram, Jelgavas–Kalnciema atradne. Ģeoloģiskie un ģeomorfoloģiskie faktori (ūdens mazcaurlaidīgie kvartāra nogulumi, starpdrumlinu un rievoto morēnu ieplakas u. c.) ir noteikuši to, ka Viduslatvijas zemienes teritorijā ir labvēlīgi apstākļi pārpurvošanās un kūdras iegulu veidošanās procesiem. Kopējie kūdras krājumi pārsniedz miljardu kubikmetru (Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b; Derīgo izrakteņu krājumu bilance par 2012. un 2013. gadu; Segliņš u. c., 2013).

2. MŪSDIENU UZSKATI PAR LEDĀJA GULTNES PROCESIEM UN VEIDOJUMIEM

Subglaciālie erozijas, akumulācijas, nogulumu transportēšanas un deformācijas, kā arī citi subglaciālās reljefa formas veidojošie procesi ir starp viskomplicētākajiem un joprojām vismazāk izprastajiem glaciālajiem procesiem (Menzies, Shilts, 2002), neskatoties uz to nozīmību un subglaciālo nogulumu un reljefa formu dominanci seno pleistocēna segledāju klātajās teritorijās. Subglaciālo procesu izplatību un mainību, kā arī ledāja kustības veidu galvenokārt nosaka ledāja gultnes termālie apstākļi. Šo zemledāja procesu un apstākļu tiešā izpausme ir subglaciālās reljefa formas. To veidošanās mehānismu un apstākļu noskaidrošana ir viens no galvenajiem uzdevumiem glaciālajā ģeoloģijā, kas ir būtiski, lai izprastu ledus lielplūsmu dinamiku un attīstību arī mūsdienās.

2.1. Ledāja kustība un gultnes termālie apstākļi

Ledāja kustība norisinās trīs dažādos veidos: iekšējā laminārā plūsma jeb krīps, bazālā slīdēšana un ledāja gultnes deformācija (Boulton, 1996; Menzies, 2002). Šie ledāja kustības veidi ir atkarīgi no tā, vai ledāja gultni veido konsolidēti ieži vai deformējami nogulumi, un no tā, vai ledājs ir silti vai auksti bāzēts (2.1. attēls). Lielākā nozīme subglaciālo reljefa formu veidošanā ir ledāja gultnes deformācijai, kas tiek uzskatīta arī par galveno drumlinu veidošanās mehānismu (Boulton, 1987), un daži autori akcentē tās noteicošo lomu ledāja kustībā un deformācijas morēnas veidošanā (van der Meer et al., 2003). Citi autori (Piotrowski, Kraus, 1997; Piotrowski et al., 2001) norāda, ka ledāja kustību galvenokārt nodrošina bazālā slīdēšana. Tomēr vairāki pētījumi gan seno pleistocēna ledāju, gan mūsdienu ledus plūsmu gultnēs apliecina, ka silti bāzētu ledāju kustību nodrošina laiktelpiski mainīgas bazālās slīdēšanas un ledāja gultnes deformācijas kombinācija (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2004; King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009)



2.1. attēls. Ledāja kustības veidi un verikālie ātruma profili. A. Auksti bāzēts ledājs uz konsolidētiem iežiem, dominē iekšējā laminārā plūsma. B. Silti bāzēts ledājs uz konsolidētiem iežiem, dominē iekšējā laminārā plūsma un bazālā slīdēšana. C. Silti bāzēts ledājs uz deformējamiem nogulumiem, ledāja kustība izpaužas iekšējās laminārās plūsmas, bazālās slīdēšanas un zemledāja deformācijas veidā (autora pārveidots pēc Boulton, 1996).
Figure 2.1. The types of glacier movement and vertical velocity profiles. A. Cold-based glacier resting on rigid bed, ice movement by internal laminar ice flow. B. Warm-based glacier resting on rigid bed, ice movement by by internal laminar ice flow and basal sliding. C. Warm-based glacier resting on deformable bed, ice movement by internal laminar ice flow, basal sliding and subglacial deformation (modified after Boulton, 1996).

Ledus kustības veidu apstākļos, kad ledājs ir silti bāzēts galvenokārt nosaka ledāja gultnes nogulumu litoloģija, granulometriskais sastāvs un porūdens spiediens (Boulton, 1996; Evans et al., 2006). Lai notiktu bazālā slīdēšana, ledājam ir jāatkabinās no tā gultnes augsta porūdens spiediena rezultātā. Augstāks porūdens spiediens veidojas smalkgraudainākos nogulumos sakarā ar zemāku šo nogulumu ūdens caurlaidību. Piemēram, salīdzinot smilšainu morēnu ar mālainu morēnu, pirmā drenēsies labāk, tādējādi, lai ledājs atkabinātos no gultnes, kuru veido smilšaina morēna, porūdens spiedienam jābūt lielākam, nekā gadījumā, kad ledāja gultni veido mālaina morēna (Boulton, 1996; Evans et al., 2006).

Ja ledājs atkabinās no gultnes, tā kustība notiek bazālās slīdēšanas veidā, ledājam pārvietojoties pāri dažus mm biezai ūdens plēvei, ledājkušanas ūdeņu slānim vai savienotiem ūdens dobumiem ledāja–gultnes kontaktzonā (Menzies, 2002; Benn, Evans, 1998, 2010). Bazālajai slīdēšanai un arī zemledāja nogulumu deformācijai vajadzīgais ledājūdens ledāja–gultnes kontaktzonā var rasties ledus spiediena izraisītas kušanas dēļ, ledum sasniedzot spiedienkušanas punktu. Svarīgi atzīmēt, ka bazālā slīdēšana nav nepārtraukta parādība, bet gan lēcienveidīgs process, kurš izpaužas ledāja un gultnes sakabināšanās un atkabināšanās epizodēs (Benn, Evans, 2010). J.A. Pjotrovskis u. c. (Piotrowski et al., 2004) uzsver, ka silti bāzētu ledāju, ja to gultni veido nekonsolidēti nogulumi, kustība notiek bazālās slīdēšanas un gultnes deformācijas rezultātā ar visām iespējamajām šo procesu kombinācijām. Ledāja kustība gultnes deformācijas procesā norisinās, tam deformējot zemledāja nogulumus noteiktā dziļumā vai arī daļēji izvagojot gultni (Menzies, 2002). Alternatīvs bazālās slīdēšanas modelis ir atklāts pēc pētījumiem pie pulsējoša Islandes ledāja, un tajā ledājs ir sakabinājies ar nogulumiem, un slīdēšana notiek kontaktzonā starp nogulumiem un pamatiežiem pārāk augsta ūdens spiediena dēļ (Kjær et al., 2006).

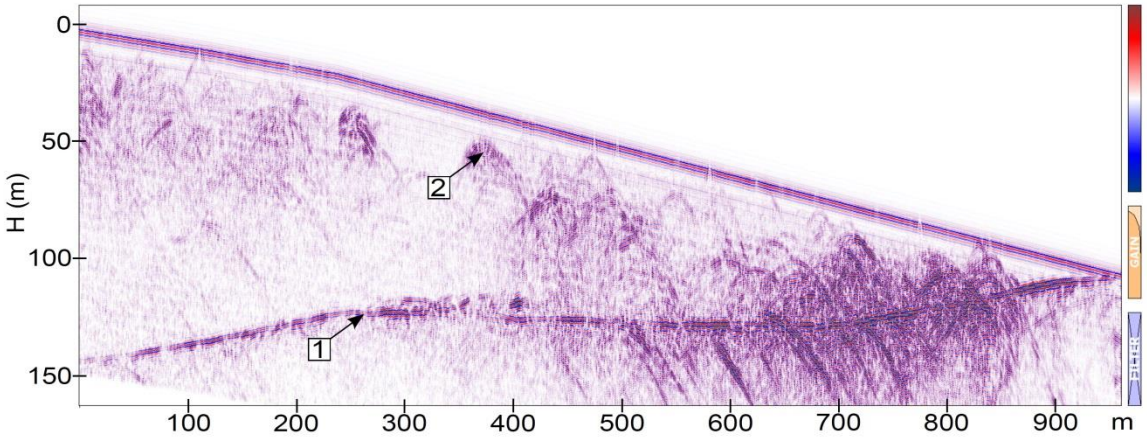
Tā kā viens no būtiskākajiem faktoriem, kas nodrošina ledāja atkabināšanos no gultnes ir porūdens spiediens, daudzi autori (Jørgensen, Piotrowski, 2003; Lesemann et al., 2010) uzsver, ka nogulumu sedimentācijas un deformācijas procesus nosaka efektīvā spiediena fluktuācijas, kas izraisa ledāja un gultnes atkabināšanos un sakabināšanos. Efektīvais spiediens (*N*) ir starpība ($N = Pi - Pw$) starp pārsedzošā ledus spiedienu (*Pi*) un ūdens spiedienu (*Pw*), līdz ar to, ja efektīvais spiediens ir vienāds ar nulli, ledus spiediens sakrīt ar efektīvo spiedienu, bet, ja efektīvais spiediens ir negatīvs – ūdens spiediens ir lielāks par ledus spiedienu (Benn, Evans, 2010). Dž.-E. Lisemans u. c. (Lesemann et al., 2010), pamatojoties uz pētījumiem Fīnas salā, Dānijā, atzīmē, ka šķirotu nogulumu nogulsnēšanās zem ledāja norisinās ledājūdeņu noteces epizodēs, kad porūdens spiediens sasniedz ledāja peldspējas punktu, izraisot ledāja atkabināšanos no gultnes. Bīdes spriegums šādos apstākļos tuvinās nullei, kā rezultātā ledājs slīd pa plānu ūdens slāni, kas atrodas zem spiediena. Šādam ūdens slānim ir klājplūsmas ģeometrija. Tādējādi tas izraisa horizontāli slāņotas smilts un grants slāņu izgulsnēšanos zem ledāja. Šādi zemledāja ūdens slāņi un plūsmas ir nestabilas, tādēļ tās vietām attīstās par zemledāja kanāliem, kurus vēlāk aizpilda grants nogulumi. Kad zemledāja notece samazinās un pieaug efektīvais spiediens, ledājs sakabinās ar gultni. Tas izraisa bīdes sprieguma pieaugumu un veicina iepriekšējā epizodē izgulsnēto šķiroto nogulumu deformāciju, īpaši krokošanos, tomēr šie nogulumi var nebūt pakļauti vienlaicīgai, plaši izplatītai deformācijai. Nogulumu deformācija var būt sekla, tādēļ deformēto nogulumu slāņkopa liecina par deformācijas summāro efektu, kas izriet no vairākām deformācijas epizodēm, kurās zemledāja deformācijai tiek pakļauta tikai noteikta nogulumu daļa (Lesemann et al., 2010).

Bazālajai slīdēšanai ir arī liela nozīme sablīvējuma morēnas veidošanās procesos, kuras izgulsnēšanos veicina spiediena izraisīta kušana (Evans et al., 2006). Morēna var izgulsnēties no ar atlūzu materiāla piesātināta bazālā ledus vai arī, sablīvējoties atsevišķām

atlūzu daļiņām. Atlūzu daļiņu izgulsnēšanās mehānisms ietver arī ledāja gultnes izvagošanu. Kad lielāka atlūzu daļiņa tiek iespiesta ledāja gultnē, tā veido šķērsli, kas izraisa citu salīdzinoši mazāku atlūzu daļiņu izgulsnēšanos. Morēnas izgulsnēšanās ledāja gultnē kopumā norisinās dažādu vienlaicīgu procesu rezultātā, un tie ir sablīvēšanās, ledāja gultnes izvagošana un bīdes izraisīta deformācija. Šo iemeslu dēļ zemledāja morēnu būtu jāsauc par vilces morēnu (angļu val. – *traction till*), jo tā rodas dažādu materiāla vilces procesu rezultātā (Evans et al., 2006).

Ledāja termālie apstākļi ir būtiskākais faktors, kas nosaka ledus plūsmas veidu, nogulumu erozijas, transportēšanas, nogulsnēšanas un zemledāja deformācijas procesus. Pēc virsmas temperatūras ledāji tiek klasificēti polārajos, subpolārajos un mērenajos ledājos, savukārt pēc ledāja–gultnes kontaktzonas temperatūras – auksti, silti vai politermāli bāzētos ledājos (Paterson, 1994; Benn, Evans, 1998; Menzies, 2002). Silti bāzētos ledājos bazālā temperatūra ir tuva ledus spiedienkušanas punktam, kā rezultātā siltais ledus satur ūdeni, sekmējot bazālo slīdēšanu un nogulumu eroziju un deformāciju. Atkarībā no bazālā ledus temperatūras, ledāja kustība notiek vienā no trīs jau iepriekšminētajiem veidiem. Auksti bāzētā ledājā dominē iekšējā laminārā plūsma, bet silti bāzētā ledājā bazālā slīdēšana un kustība zemledāja gultnes deformācijas veidā. Politermāli bāzēti ledāji ģeogrāfiski ir visizplatītākie, un silti un auksti bāzēta ledus attiecības tajos var būt atšķirīgas (Benn, Evans, 2010). Pētījumi ar ģeoradaru Svalbāras politermālajos ledājos apstiprina, ka silta un auksta ledus izplatība var būt krietni mainīga laikā un telpā, turklāt mūsdienu ledāju termālie apstākļi ļoti ātri reaģē uz ledus masas bilances un klimata izmaiņām (Moore et al., 1999; Saintenoy et al., 2013). Islandes ledāji pretēji Svalbāras politermālajiem ledājiem ir silti bāzēti (Björnsson et al., 2003; Björnsson, Pálsson, 2008)

Radiolokācijas pētījumi Islandē uz Thjorsarjegidla ledāja (Lamsters u. c., 2015), kas veikti vasaras kušanas sezonas noslēguma posmā, ļauj spriest, ka līdz aptuveni 600 m no ledāja malas tā bazālajā daļā dominē silts ledus. Tajā ir liels infiltrētā ūdens daudzums, savukārt tālāk no ledāja malas ierakstītajā radarogrammā (2.2. attēls) var izšķirt atsevišķus iekšledāja kanālus galvenokārt augšējā ledāja daļā. Tuvāk ledāja gultnei ir sastopams auksts ledus, kurā nav infiltrētā ūdens, jo tas pa iekšledāja kanāliem tiek novadīts ledāja malas virzienā.



2.2. attēls. Virs Thjorsarjegidla ledāja ierakstītā radarogramma, izmantojot 75 MHz antenu sistēmu. Apzīmējumi: 1 – ledāja gultne; 2 – iekšledāja kanāls (Lamsters u. c., 2015).

Figure 2.2. On Thjorsarjökull recorded GPR profile using 75 MHz antenna system. Legend: 1 – glacier bed; 2 – englacial conduit (Lamsters u. c., 2015).

Ledus plūsmām, lai varētu notikt to kustība ir nepieciešams silti bāzēts ledus un mitra gultne. Pleistocēna ledāju lielplūsmas var tikt identificētas pēc plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu izplatības (Kleman, Hättestrand, 1999; Clark, Stokes, 2003; Kleman et al., 2006). Ledus plūsmās pēc to gultnes termālajiem apstākļiem var izdalīt ne tikai mitru un sasalušu gultni, bet arī pārejas stāvokļus – atkūstošu un sasalstošu gultni, kam ir liela nozīme gan atšķirīgu reljefa formu, gan deformācijas struktūru veidošanā. Pētījumi (Piotrowski et al., 2004) arī liecina, ka ledus plūsmu gultnēm ir raksturīgi mainīgi termālie apstākļi, respektīvi, ledāja gultne ir mozaīka, kuru veido deformējami un stabili apgabali. Ledāja mozaīkveida gultnes teoriju apstiprina arī pētījumi par zemledāja procesiem zem mūsdienu ledājiem (King et al., 2007; Smith, Murray, 2009). Mūsdienu ledāju pētījumi (Boulton et al., 2001) ļauj arī apgalvot, ka ledāja gultnes deformācija ir ļoti nozīmīga vai tai pat ir svarīgākā loma, nodrošinot ledāja kustību, kas notiek bazālās slīdēšanas un ledāja gultnes deformācijas procesu veidā, mainoties porūdens spiedienam. Attiecīgi nogulumu konsolidācija, ledāja–gultnes sakabināšanās notiek zema porūdens spiediena periodā.

Ledāja gultnes mozaīkveida deformācijas modeli (Piotrowski et al., 2004) apstiprina arī ledāja gultnes uzbūves pētījumu liecības Rietumlatvijā (Saks, 2010; Saks et al., 2012a), kur Apriķu ledāja mēles dinamikas īpatnības vēlā Vislas apledojuma laikā notika saistībā porūdens spiediena izmaiņām. Tās atspoguļojās ledāja sasaistes pakāpē ar gultni. Apgabalos ar lielāku porūdens spiedienu ledāja kustība notika bazālās slīdēšanas veidā, savukārt salīdzinoši mazāka porūdens spiediena apgabalos ledājs sporādiski sakabinājās ar gultni (Saks et al., 2012a). Līdzīgs modelis un porūdens spiediena noteicošā loma ir apstiprināta arī citos pētījumos (Lee, Phillips, 2008), kuros minētie autori uzsver, ka zemledāja deformācijai ir mozaīkveida raksturs. To telpā un laikā kontrolē porūdens spiediena variācijas un morēnas biezuma pieauguma ātrums. Morēnas pavājinājuma zonas, kuras satur lielāku ūdens daudzumu, attīstās par deformācijas gultnes iecirkņiem (ibid.).

Lai gan ledāja gultnes mozaīkveida deformācijas modelis kļūst aizvien vairāk atzītāks, daži autori (e.g. van der Meer et al., 2003) joprojām atbalsta plaši izplatītas deformācijas gultnes eksistenci, pierādot to ar faktu, ka vairumam zemledāja morēnu ir raksturīgas deformācijas pazīmes, bet nogulsnēšanās pazīmes ir salīdzinoši retas. Tādējādi visas zemledāja morēnas jeb tektomīti ir veidojušās ledāja deformācijas gultnē. Pretēji tam citi autori (Piotrowski, Kraus, 1997; Piotrowski et al., 2001) ir mēģinājuši pierādīt deformācijas gultnes ierobežoto izplatību pleistocēna segledāju izplatības apgabalos, pamatojot to ar krasi izteiktajiem kontaktiem starp morēnas un pagulošajiem nogulumiem, kuri ir sastopami daudz biežāk nekā, piemēram, kontakti, kuros novērojama pakāpeniska nogulumu pāreja. Lielākoties šādus nogulumus veido smilts un grants, ko no morēnas atdala ass kontakts, nevis pakāpeniska pāreja. Tomēr jāņem arī vērā Dž. Boultona un līdzautoru (Boulton et al., 2001) ideja, ka asi kontakti starp morēnu un pagulošajiem nogulumiem var arī liecināt par morēnas spēju absorbēt deformāciju. Šādā gadījumā deformācijai tiek pakļauts tikai pats morēnas nogulumu slānis, pasargājot no tās pagulošos nogulumus. Šāda morēna pārsvarā ir līdz dažiem metriem bieza, bet nav pārliecinošu pierādījumu, ka deformācija tajā būt plaši izplatīta. Deformācijai būtu jāizraisa morēnas homogenizācija, bet atsegumos bieži novērojamie šķirotu nogulumu ieslēgumi morēnā liecina par ierobežotu deformācijas apjomu (Piotrowski et al., 2001).

Vispāratzīti diagnosticējoši kritēriji, kas liecina par zemledāja deformācijas procesiem, nav izstrādāti, bet J.A. Pjotrovskis u. c. (Piotrowski et al., 2001) piedāvā morēnas heterogenitāti uzskatīt par kritēriju, kurš liecina par ierobežotu morēnas deformāciju. Šāda heterogenitāte izpaužas kā, piemēram, zemledāja morēnā esošu šķirotu nogulumu bloki, atrauteņi un joslas, kuru veidojošais šķirotais materiāls ir nedeformēts un ar krasi izteiktiem kontaktiem. Deformējamā gultnē šķirotajiem nogulumiem būtu pakāpeniski jāsajaucas ar morēnu, radot izsmērētus kontaktus un, iespējams, pilnīgu

materiāla homogenizāciju (ibid.). Nereti zemledāja morēnu apakšējās daļās ir sastopami smilts un aleirīta bloku ieslēgumi (Piotrowski, Kraus, 1997), kuri veidojas ledāja gultnes nogulumiem tiekot iekļautiem ledāja pamatnē, transportētiem un nogulsnētiem kopā ar morēnu. Šādiem ieslēgumiem bieži vien ir neskarta struktūra un krasi izteikti kontakti, kas liecina par to, ka morēnu ir ietekmējusi tikai ļoti lēna deformācija (ibid.). Tomēr šeit jāpiebilst, ka subglaciālie apstākļi, kādos notiek nogulumu asimilācija morēnā un to deformācija var būt atšķirīgi, tādēļ arī ne vienmēr krasi izteiktus vai izsmērētu kontakus var interpretēt viennozīmīgi. Tāpat arī krasi izteikti kontakti starp morēnas un šķirotu nogulumu blokiem var liecināt par deformācijas pārtraukšanos pēc šķirotu nogulumu asimilācijas morēnā, ledājam atkabinoties no gultnes. Svarīgi arī atzīmēt, ka deformācijas gultnē notiek ne tikai materiāla homogenizācija, bet arī glaciotektonisko deformācijas struktūru veidošanās, un saistībā ar ledāja un gultnes sasaistes pakāpi un to laiktelpiskām izmaiņām, minēto procesu norise var būt samērā komplicēta.

Ledāja gultnes mozaīkveida modelis ir cieši saistīts ar teoriju par pielipšanas jeb sasaistes punktiem (Alley, 1993; Stokes et al., 2007). Šādu punktu jeb apgabalu, kur ledus piesalst pie gultnes, veidošanos izraisa pamatiežu pacēlumi, no morēnas brīvi apgabali, areāli ar izturīgu un labi drenētu morēnu vai lokāla zemledāja ūdeņu sasalšana (Stokes et al., 2007). Sasaistes punktu attīstība ledus plūsmas gultnē veicina plūsmas bremzēšanos un pat aprimšanu. Liecības par šādiem procesiem var iegūt, piemēram, no rievoto morēnu izplatības, jo to veidošanās tiek saistīta ar sasaistes punktiem un ledus plūsmas aprimšanu, respektīvi, rievotās morēnas veidojas pirms auksti bāzēta ledus apgabaliem (Stokes et al., 2008).

Pētījumi par procesiem zem mūsdienu ledājiem apstiprina, ka Antarktīdā aktīvas Ratforda ledus lielplūsmas gultnē pastāv atšķirīgi bazālie apstākļi (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009). Ratforda ledus plūsmas sākumdaļā ir atklāta deformācijas gultne, ko aptuveni plūsmas vidusdaļā nomaina teritorija, kurā dominē bazālā slīdēšana. Turklāt šajā teritorijā turpinās vairāki deformācijas gultnes iecirkņi, kas zemledāja topogrāfijā izpaužas kā iegareni pauguri, kuri tiek interpretēti kā drumlini. To garenasis ir vērstas ledāja plūsmas virzienā, un tie ir veidoti no deformējamiem nogulumiem. Līdzīga ideja ir pausta arī, pamatojoties uz deglaciētās teritorijas pētījumu rezultātiem pie Kolumbijas ledāja, Aļaskā (Hart, Smith, 1996), kuram ilgstoši bija raksturīga ātra ledus plūsma, norādot, ka plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu (galvenokārt flūtingu), kā arī plaisu aizpildījuma grēdu un izspieduma/sabīdījuma morēnu eksistence liecina par deformējamas gultnes apstākļiem. Pētījumu rezultāti par Ratforda ledus lielplūsmas subglaciālajiem apstākļiem (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009) liecina, ka zem mūsdienu ledus lielplūsmām eksistē laikā un telpā mainīga ledāja gultnes mozaīkveida struktūra. To veido deformējami un stabili apgabali, kā to norādīja J.A. Pjotrovskis u. c. (Piotrowski et al., 2004), kurš arī attīstīja teoriju par deformācijas iecirkņa veidošanos ledāja gultnē. Šāds iecirknis rodas, ūdens spiedienam pietuvojoties ledus peldspējas punktam. Tā novietojums ledāja gultnē ir atkarīgs no nogulumu spējas novadīt porūdeni. Tātad deformācijas iecirkņi veidosies tur, kur nogulumiem būs vājāka ūdens caurlaidība, un tie būs vairāk piesātināti ar ūdeni, kas sekmēs to deformāciju (ibid.). Savukārt, ja ūdens spiediens pārsniedz ledus peldspējas punktu, tad ledājs atkabinās no gultnes, norisinās bazālās slīdēšana, nogulumu deformācija mitējas un, kūstot ledus bazālajai daļai, notiek nogulumu uzkrāšanās ledāja gultnē. Jāpiebilst arī, ka deformācijas morēnas veidošanos ir jānošķir no glaciotektonisko struktūru attīstības, kā to norādīja jau J. Lundkvists (Lundqvist, 1989), jo deformācijas struktūras var veidoties morēnas nogulumos jau pēc to daļējas vai pilnīgas homogenizācijas.

Kā apgalvo Dž. Boultons u. c. (Boulton et al., 2001), zemledāja deformācijas procesus kontrolē zemledāja hidrauliskās sistēmas režīms. Ledus plūsmu aktivitāte un, it

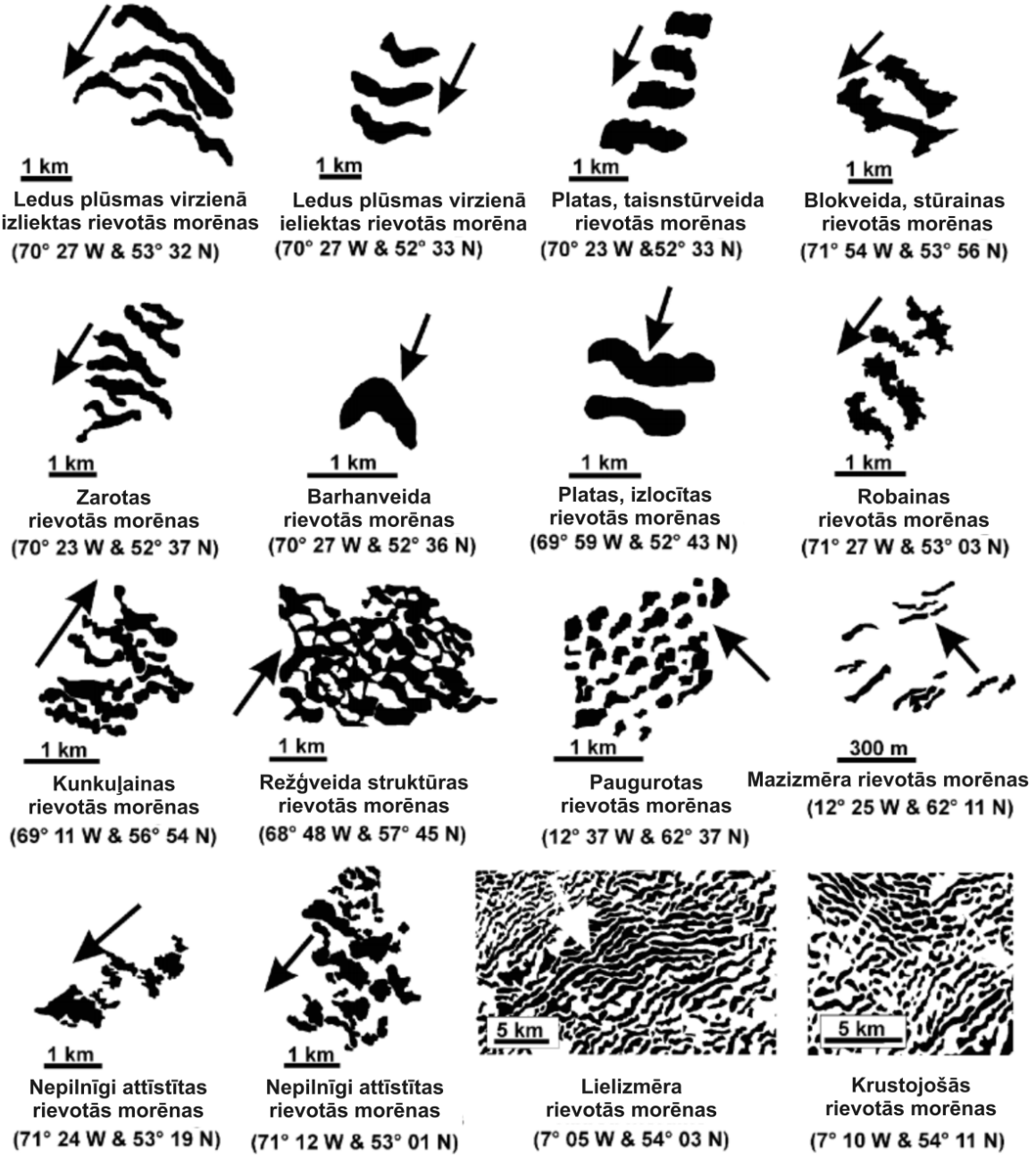
īpaši, pulsējošu ledāju periodiski uzplūdi bieži vien tiek saistīti ar zemledāja noteces sistēmas maiņu no atsevišķiem kanāliem uz savienoto dobumu sistēmu, kura nav efektīva ledājkušanas ūdeņu novadīšanai, tādējādi tā, kā norāda Evans un Rea (Evans, Rea, 2003), veicina ledus masu uzvirzīšanos.

2.2. Subglaciālo reljefa formu klasifikācija, morfoloģija un uzbūve

Ar subglaciālajām reljefa formām šajā darbā ir domātas pozitīvas un negatīvas reljefa formas, kuras ir veidojušās subglaciālos jeb zemledāja apstākļos paša ledāja vai tā kušanas ūdeņu darbības rezultātā. No ledājkušanas ūdeņu veidotajām formām darbā tiek apskatīti osi un subglaciālās ielejveida formas. Ledāja aktīvas darbības rezultātā veidotas reljefa formas šajā darbā tiek aprakstītas ar terminu "subglaciālās gultnes reljefa formas", kas atbilst angļu valodā plaši lietotajam terminam *subglacial bedforms*. Subglaciālās gultnes reljefa formas ir gareniskas, šķērseniskas vai pat neorientētas, piemēram, paugurainas reljefa formas, kas veidojušās zem aktīva ledāja akumulācijas, erozijas un glaciotektoniskās deformācijas procesu rezultātā (Rose, 1987; Menzies, Rose, 1989; Eyles et al., 1999, citēts Benn, Evans, 2010, 445. lpp.). Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas (orientētas paralēli ledāja plūsmas virzienam) pārstāv flūtingi, drumlini, megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti, kas kopā nereti tiek dēvēti arī par glaciālajiem lineamentiem. Ledus plūsmas virzienam šķērseniskas subglaciālās gultnes reljefa formas, kuras veidojušās zem aktīva ledāja, ir rievotās morēnas (Prest, 1975). Rievotās morēnas ir izliektas vai savienotas grēdas ar nelielu attālumu starp tām.

Rievoto morēnu grēdas pārsvarā ir stieptas šķērseniski ledus plūsmas virzienam (Hambrey, Glasser, 2005). Šāda tipa reljefa formas literatūrā tiek raksturotas ar dažādiem lokāliem terminiem, kā, piemēram, Asnenas tipa rievotās morēnas (angļu val. – *Åsnen-type* pēc Möller, 2010), Labradoras rievotās morēnas (Lavrushin, 1976), Niemiselas tipa rievotās morēnas (angļu val. – *Niemisel-type* pēc Lindén et al., 2008). Izplatīts rievoto morēnu apzīmējums ir "rogenas morēnas", kas ir šķērseniski ledāja kustībai orientētas grēdas, kurām ir raksturīga drumlinizēta virsma un pāreja drumlinos, un tās lielākoties ir pazīstamas no pētījumiem Zviedrijā (Hoppe, 1959; Lundqvist, 1989), vēlāk arī Īrijā (Knight, McCabe, 1997). Turklāt nereti šis termins tiek lietots kā sinonīms terminam "rievotās morēnas" vai "ribotās morēnas", Daži autori uzsver, ka rievotās morēnas ir poliģenētiska reljefa formu grupa (Möller, 2006). Kvantitatīvu rievoto morēnu morfoloģijas pētījumu (Dunlop, Clark, 2006) analīze ļauj secināt, ka tās morfoloģiski var būt ļoti atšķirīgas (2.3. attēls), tāpat kā plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas. Šis apstāklis liek meklēt kopēju izskaidrojumu visu rievoto morēnu ģenēzei. Šobrīd visdaudzsološākie ir skaitliskie modeļi, kuri ir balstīti uz nestabilitātes teoriju, un paredz spontānu rievoto morēnu veidošanos no saistītas ledus un morēnas plūsmas dabiskas nestabilitātes dēļ (Dunlop et al., 2008; Chapwanya et al., 2011; Fowler, Chapwanya, 2014).

Kā rāda pētījumi (Zelčs, 1993a, b, 1999; Strautnieks, 1998; Dreimanis, Zelčs, 1998) rievotās morēnas ir izplatītas arī Latvijas zemienēs un Kursas starplobu augstienēs. Tās tiek iedalītas četros tipos: Adzeles, De Gēra, Rogenas un Zemgales rievotās morēnas (Zelčs, 1999). De Gēra morēnas mūsdienās gan daudzi autori (Lindén, Möller, 2005; Golledge, Phillips, 2008; Benn, Evans, 2010) pieskaita pie marginālajiem veidojumiem, kuri veidojas subakvālā vidē, ledāja malai pakāpeniski atkāpjoties un sezonāli reaktivizējoties.



2.3. attēls. Rievoto morēnu morfoloģiskie tipi (Dunlop, Clark, 2006).
Figure 2.3. The morphological types of the ribbed moraines (Dunlop, Clark, 2006).

Izteiksmīgākās ledājkušanas ūdeņu veidotās reljefa formas ir osi, kuri galvenokārt veidojas zemledāja R–tipa kanālos (Röthlisberger, 1972), retāk iekšledāja un virsledāja kanālos. Neskatoties uz to, ka osi var veidoties zem-, iekš- un virsledāja apstākļos, zinātniskajā literatūrā tie pārsvarā tiek klasificēti kā subglaciālās reljefa formas (Benn, Evans, 2010). Latvijā osus pēc to morfoloģijas mēdz iedalīt grēdveida un vaļņveida osos, kā arī platmuguras osos, kuri Latvijā nav atklāti (Zelčs, 1986a, b, 1997b), savukārt pēc telpiskās izplatības tos iedala atsevišķos osos, osu virknēs, grupās vai sistēmās (Eberhards, 1977). Osi sastāv galvenokārt no glaciofluviālajiem nogulumiem, kurus reizēm nogāzēs pārklāj morēnas nogulumi (Zāns, 1935b, 1936; Eberhards, 1977). Osu kodolos glaciofluviālie nogulumi kopumā ir rupjgraudaināki, nekā nogāzēs un augšējā daļā, un nogulumiem ir raksturīgas straujas granulometriskā sastāva izmaiņas (Straume, 1970,

Zelčs, 1986a, b, 1997b). Osveidīgas formas, kuras morfoloģiski līdzinās osiem, bet sastāv no glaciotektoniski deformētiem glaciofluviālajiem un morēnas nogulumiem, sauc par tutāniem (Markots et al., 1995; Markots, 1996, 1997). Osveidīgo formu kodolos ir atrasti morēnas vai glacioakvālie nogulumi, kuru veidošanās attiecināta uz šo agrāk nogulsnēto nogulumu iespiešanu zemledāja tuneļos (Zāns, 1933; Markots et al., 1995; Bukšs, 2008).

Negatīvās ledājkušanas ūdeņu veidotās reljefa formas galvenokārt ir zemledāja kanāli, kuri ir pārstāvēti kā N–tipa kanāli (Nye, 1973) un tuneļielejas (Ó Cofaigh, 1996; van der Vegt et al., 2012) vai tuneļkanāli (Fisher et al., 2005; Kehew, Kozlowski, 2007). Bieži vien literatūrā atšķirības starp terminiem "tuneļielejas" un "tuneļkanāli" neeksistē un tie tiek lietoti kā sinonīmi, lai gan pēc būtības terminu "tuneļkanāli" vajadzētu attiecināt tikai tādos gadījumos, kad ir skaidri zināma to ģenēze, respektīvi, tuneļkanāli to veidošanās laikā ir pildīti ar zemledāja kušanas ūdeņiem visā to platumā (Fisher et al., 2005). Retāk ārzemju literatūrā tiek lietots termins "erozijas koridori" (Burke et al., 2011), ar kuriem ir domātas ielejveida formas, kurām nav raksturīgas nepārtrauktas nogāzes. Latvijā reizēm kā sinonīmu tuneļielejām lieto terminus "subglaciālā gultnes" vai "iegultnes" (Eberhards, 1972c), kurus nevajadzētu jaukt ar glaciotektoniskas izcelsmes iegareniem pazeminājumiem – subglaciālajām vagām, kas radušās ledāja lineārās erozijas rezultātā (Āboltiņš, 1989). Tā kā ne vienmēr ir pietiekami daudz datu, lai varētu droši pierādīt minēto reljefa formu ģenēzi, var tikt lietots attiecīgs termins "subglaciālās ielejveida formas".

Ja ielejveida formas ir izveidojušās subkvartārajā virsmā, tās tiek dēvētas par subkvartārās virsmas ielejveida iegrauzumiem (Eberhards, 1975). Ja šādi iegrauzumi ir vismaz daļēji aizpildīti ar jaunākiem nogulumiem, tos sauc arī par apraktajām ielejām (Straume, 1979), un tās var būt mantotas arī mūsdienu reljefā un sakrist ar upju ielejām, senlejām vai subglaciālajām iegultnēm (Danilāns, 1997). J. Straume (1979) ir izdalījis trīs aprakto ieleju tipus, kuri ir attiecīgi veidojušies seno upju, ledāja un tā kušanas ūdeņu erozijas vai abu procesu kombinācijas rezultātā. Lai gan vairāki pētnieki uzskata, ka ielejveida iegrauzumu veidošanās galvenokārt ir saistīta ar seno upju ieleju tīklu (Eberhards, 1975; Danilāns, 1997), citi uzsver to, ka Austrumbaltijas ielejveida iegrauzumi galvenokārt ir veidojušies zemledāja apstākļos kā tuneļielejas (Bitinas, 1999). Zemledāja kanāliem bija un arī mūsdienās ir ļoti nozīmīga loma ledusvairogu dinamikā, jo bazālie ledājkušanas ūdeņi stipri ietekmē ledāja kustības ātrumu un veidu. Zem Filhnera–Ronnes šelfa ledāja Rietumantarktikā ir atklāti līdz pat 250 m dziļi un 300 m plati ledājkušanas ūdeņu kanāli (Le Brocq et al., 2013). Tas liecina par to, ka ledusvairogu noteci lielā mērā nodrošina zemledāja kanālu sistēma. Rietumantarktikas šelfā ir konstatētas arī pamatiežos iegrauztas apraktās ielejas jeb ar nogulumiem aizpildīti kanāli, kuri ir vairākus kilometrus gari, 200 līdz 500 m plati un 60 m dziļi, un to veidošanās ir sākusies jau miocēna apledojumu laikā (Smith et al., 2009).

Subglaciālo gultnes reljefa formu morfoloģijas pētījumi pēdējā laikā tiek balstīti uz liela apjoma kvantitatīviem datiem. Tā rezultātā ir radītas datubāzes ar ievērojama daudzuma subglaciālo gultnes reljefa formu morfometriskajiem parametriem (Clark et al., 2009; Spagnolo et al., 2010, 2011, 2012, 2014; Stokes et al., 2013). Iegūtie dati liek pārvērtēt gan šo formu morfometriju, gan klasifikāciju. Arī pētījumi par drumlinu formu (Spagnolo et al., 2010, 2011) liek apšaubīt vispāratzīto paradigmu par klasisko drumlinu asimetrisko formu (Menzies, 1979a). Kā norāda Dž. Menzijs (ibid.), drumlini tipiski ir ovālas formas pauguri, kas veidoti no ledāja sanesām un morfoloģijas atgādina otrādi apgrieztu karoti vai pusi no olas; tiem ir raksturīga stāvāka un platāka proksimālā daļa, kas distālā virzienā kļūst smailāka un lēzenāka. Šī drumlinu forma tika plaši akceptēta zinātniskajā literatūrā pēc R. Čorlija (Chorley, 1959) pētījuma, kurā viņš drumlinu formu raksturoja kā pusi no iegarenas astoņnieka cilpas (*lemniscate loop*). Pamatojoties uz minēto

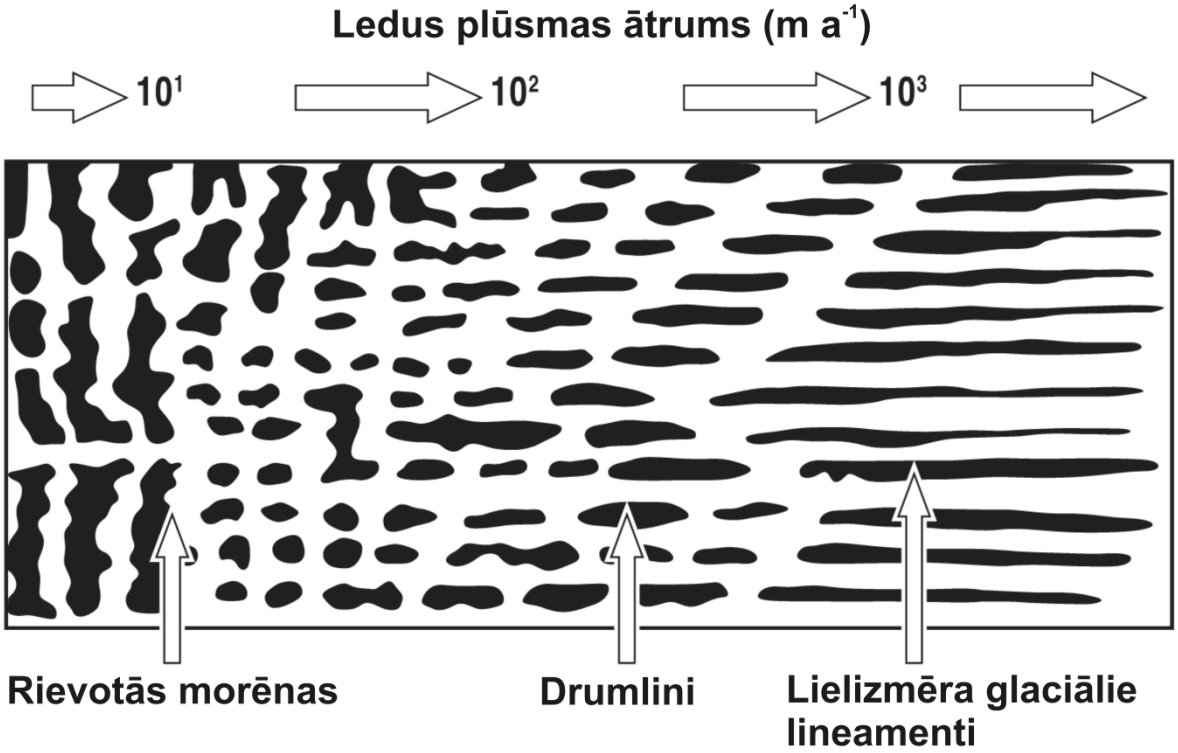
formu, R. Čorlijs (ibid.) izdomāja parametru *k*, kurš ir aprakstīts kā sakarība starp drumlina garumu un platību. Liela k vērtība un attiecīgi arī lielāka drumlina garuma/platuma attiecība liecina par šādas drumlina formas mazāku pretestību ledāja plūsmai. Jaunākie pētījumi (Spagnolo et al., 2010, 2011; Stokes et al., 2013b) pilnībā apgāž šo drumlinu formas paradigmu. Piemēram, Spagnolo u. c. (2010) pētījuma ietvaros ir digitizēti 44 500 drumlini Ziemeļamerikā un Ziemeļeiropā un iztirzāti divi parametri, no kuriem pirmais parāda drumlina maksimālā garuma un platuma krustpunkta relatīvo stāvokli – izvietojumu uz drumlina garenass. Otrs parametrs ir norāda attiecību starp drumlina proksimālās daļas plaknes laukumu un visu drumlinu. Rezultāti ļauj spriest par to, ka drumlinu plaknes forma tiecas būt gareniski simetriska. Pētījums arī pierāda, ka no ģeometriskām formām drumlini visvairāk sakrīt ar elipses formu (ibid.). Minētie atklājumi par drumlinu formu un to plašo un regulāro izplatību ledus plūsmu gultnēs liek pārvērtēt arī drumlinu veidošanās hipotēzes, kuras ļauj izskaidrot drumlinu un to klasiskās formas veidošanos, morēnai uzkrājoties aiz šķēršļiem ledāja gultnē (Boulton, 1987), bet nespēj izskaidrot, tā saucamo, negaidīti jeb spontāni radušos drumlinu fenomenu, kurš rodas no saistītas ledus, nogulumu un ūdens plūsmas pašorganizācijas (Clark, 2010).

Kvanitatīvi drumlinu morfometrijas pētījumi ir ļāvuši precizēt drumlinu morfometriskos parametrus. Tā, piemēram, apkopojot aptuveni 60 000 Lielbritānijas un Īrijas drumlinu parametrus (Clark et al., 2009), ir konstatēts, ka vidējais aritmētiskais drumlinu garums ir 629 m (pārsvarā robežās no 250 līdz 1000 m), platums ir 209 m (pārsvarā robežās no 120 līdz 300 m), bet linearitātes koeficients ir 2,9 (pārsvarā robežās no 1,7 līdz 4,1). Līdzīgus rezultātus autori (ibid.) ir ieguvuši, analizējot būtiskākās zinātniskās publikācijas, kurās ir pievērsta uzmanība drumlinu morfometrijai. Rezultāti rāda, ka drumlinu vidējais garums ir 634 m, platums ir 241 m un linearitātes koeficients ir 3,4, turklāt šādi līdzīgie parametri ir raksturīgi drumliniem neatkarīgi no to atrašanās vietas. Jaunākie pētījumi (Spagnolo et al., 2014), kuros analizēta astoņu Antarktīdas, Kanādas un Norvēģijas mūsdienu un seno pleistocēna ledāju lielplūsmu veidoto lielizmēra glaciālo lineamentu morfometriskie parametri, ļāva noskaidrot, ka šo lineamentu garums visbiežāk (centrālā tendence jeb moda) ir robežās no 1 līdz 2 km, platums ir robežās no 100 līdz 200 m, bet linearitātes koeficients ir robežās no 6 līdz 8, turklāt astoņdesmit procenti no lielizmēra glaciālajiem lineamentiem iekļaujas piecu grādu robežās no vidējās azimuta vērtības.

Drumliniem kopumā ir raksturīgas lielas to izplatības un morfoloģijas variācijas. Literatūrā eksistē atšķirīgi viedokļi par to, kādi faktori nosaka šīs variācijas. Reģionālā vai lokālā mērogā, iespējams, izšķirošais varbūt cits faktors vai vairāku faktoru kombinācija. Nozīmīgākie drumlinu morfoloģiju ietekmējošie faktori, kas minēti zinātniskajās publikācijās, ir – ātras ledāja plūsmas ātruma izmaiņas telpā vai lēnas plūsmas fluktuācijas laikā, ledāja gultnes substrāta fizikālo īpašību variācijas un ledāja gultnes deformējamo nogulumu biezums, kā arī gultnes nelīdzenumi (e.g. Patterson, Hooke, 1995; Zelčs, Dreimanis, 1997; Stokes, Clark, 2002; Kerr, Eyles, 2007; Stokes et al., 2007; Larter et al., 2009; Greenwood, Clark, 2010). Gultnes substrāta variācijas rada priekšnosacījumu deformējamu un stabilu apgabalu eksistencei, ko ir pierādījuši vairāki autori, tostarp veicot pētījumus arī zem mūsdienu ledus plūsmām (Alley, 1993; Piotrowski, Kraus, 1997; Piotrowski et al., 2004; King et al., 2007; Stokes et al., 2007; Larter et al., 2009; Smith, Murray, 2009). Citi autori (Stokes, Clark, 2002; Hess, Briner, 2009) īpaši uzsver drumlinu morfoloģijas un ledāja plūsmas ātruma izmaiņu savstarpējo saistību (2.4. attēls).

Drumlinu morfoloģijas un izvietojuma saistība ar ledāja gultnes nogulumu litoloģiju un biezumu ir vērtēta gan kā ļoti nozīmīga (Kerr, Eyles, 2007), gan salīdzinoši kritiski (Patterson, Hooke, 1995). Daži autori (ibid.) uzsver, ka ledāja gultnes litoloģija un topogrāfiskā neviendabība nav būtiska drumlinu attīstības veicināšanā, jo drumlini ir

izplatīti gan augstienēs, gan zemienēs uz litoloģiski atšķirīga ledāja gultnes substrāta. Lai gan drumlinu laukos to blīvums nereti samazinās atkarībā no nogulumu biezuma, un izteiktākie drumlini ir sastopami vietās ar pabiezinātu nogulumu slāņkopu (Kerr, Eyles, 2007), citos drumlinu laukos pamatiežus pārsedzošo nogulumu biezums nav būtisks (Patterson, Hooke, 1995).



2.4. attēls. Subglaciālo gultnes reljefa formu nepārtrauktas ģenētiskās rindas shēma (Stokes et al., 2013b; Aario, 1977).
Figure 2.4. The schematic representation of a continuum of subglacial bedforms (Stokes et al., 2013b; Aario, 1977).

Vairāki pētnieki (Larter et al., 2009; Greenwood, Clark, 2010) ir mēģinājuši atrast atbildi uz jautājumu, vai drumlinu veidošanos un to morfoloģiju nosaka noteiktas ledāja gultnes nogulumu fizikālās īpašības. Tā kā šādi pētījumi parasti ir veikti atsevišķos drumlinu laukos, trūkst ledāja gultnes nogulumu kontroles analīzes visa ledusvairoga mērogā. S.L. Grīnvuda un K.D. Klārka (Greenwood, Clark, 2009, 2010) pētījumi ļāva atklāt, ka Īrijas ledusvairoga mērogā nav izteiktas sakarības starp ledāja gultne substrātu un subglaciālo gultnes reljefa formu sastopamību, blīvumu un morfoloģiju. Savukārt reģionālā vai lokālā mērogā ir novērojamas atbilstošas gultnes substrāta un drumlinu morfoloģijas izmaiņas, piemēram, straujas drumlinu garuma maiņas pie litoloģiskās robežas. Tomēr ir jāņem vērā, ka šādas izmaiņas var būt arī saistītas ar topogrāfisko novietojumu vai ledāja dinamikas aspektiem. Autori (Greenwood, Clark, 2010) uzsver, ka subglaciālo gultnes reljefa formu izplatība un morfoloģija tiek kontrolēta hierarhiski ciešā saistībā ar telpisko mērogu. Tādējādi litoloģiskās atšķirības var sekundāri ietekmēt subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos un morfoloģiju lokālā mērogā, bet primāri to regulē paša ledusvairoga glacioloģiskie apstākļi un dinamika. Litoloģiskā kontrole ir cieši pakļauta glacioloģiskajai kontrolei. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās process ir saistīts ar ledāja gultnes īpašībām tikai noteiktos apstākļos un lokālā mērogā, piemēram, drumlini uz kaļķakmens substrāta mēdz būt garāki par drumliniem uz smilšakmens vai kristālisko iežu substrāta (Greenwood, Clark, 2009, 2010).

Kompleksa glacioloģiskā režīma ietekme uz zemledāja reljefa formu izplatību ir tikusi atklāta Antarktikā, pētot Amundsena līča gultni (Larter et al., 2009). Tur ir noskaidrots, ka plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas definē ledus paleoplūsmas konverģences zonu, kura kontrastā ar iepriekšējiem modeļiem neveido vienkāršu reljefa formu progresiju ledus plūsmas garumā, kā tas ir novērots, piemēram, Ratforda ledus plūsmas gultnē (Smith, Murray, 2009), kur subglaciālo gultnes reljefa formu linearitāte pieaug ledus plūsmas virzienā. Amundsena līča gultnē sastopamā reljefa formu daudzveidība liecina par komplicētu hidrodinamisko un termisko režīmu ledāja gultnē (Larter et al., 2009). Šeit dažādas subglaciālās reljefa formas, kā drumlini, lielizmēra glaciālie lineamenti, zemledāja kanāli, pamatiežu pacēlumi, ir sastopami līdzās vienas ledāja lielplūsmas gultnē, turklāt nereti ir novērojama drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu joslu mija. Šāda reljefa formu sakārtojuma rašanās tikai ledus plūsmas telpisku ātruma variāciju dēļ šķiet neticama. Tādēļ R.D. Larters u. c. (ibid.) uzskata, ka noteicošais mehānisms, kas ietekmē subglaciālo reljefa formu veidošanos un morfoloģiju, ir subglaciālo procesu telpiskās variācijas, kā arī apgabalu, kur ledāja gultnē atsedzas pamatieži, noturība pret eroziju. Reljefa formu daudzveidība liecina par komplicētu ledus plūsmas bazālo režīmu, kuru veido dilatētas un deformējamas morēnas apgabalu un tādu apgabalu, kuros ledājs slīd pār tā gultni, mija. Šāda gultnes substrāta ietekme uz ledāja bazālo plūsmas režīmu atbilst arī citu autoru (Greenwood, Clark, 2010) uzskatiem par ledāja gultnes substrāta lokālo un netiešo ietekmi uz subglaciālo reljefa formu izplatību un morfoloģiju, jo Amundsena līča gultnē substrāta litoloģija primāri kontrolēja ledus plūsmas bazālo režīmu, kas savukārt ietekmēja subglaciālo reljefa formu izplatību un morfoloģiju (Larter et al., 2009).

Kā minēts iepriekš, viens no subglaciālo gultnes reljefa formu morfoloģiju ietekmējošajiem būtiskākajiem faktoriem ir ledus plūsmas ātrums. Šādu viedoklis atbalsta K.R. Stoukss un K.D. Klārks (Stokes, Clark 2002), norādot, ka drumlini Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē, Kanādā, ir ātras un samērā īslaicīgas ledus plūsmas rezultāts. Autori norāda, ka ātra ledus plūsma ne vienmēr rada plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas ar lielu linearitāti, bet, ja šādas formas ir sastopamas, to apveids visticamāk ir izskaidrojams ar ātru ledus plūsmu. Pēc autoru (ibid.) domām, subglaciālās gultnes reljefa formas, kuru linearitātes koeficients ir lielāks par 10, liecina par ātru ledus plūsmu. Šeit gan jāņem vērā, ka jaunākajos pētījumos (Spagnolo et al., 2014) par lielizmēra glaciālajiem lineamentiem, kuri tiek uzskatīti par raksturīgu ātru ledus plūsmu izpausmi reljefā, ir konstatēts, ka šo lineamentu linearitātes koeficienta centrālā tendence (moda) ir robežās no 6 līdz 8, kas, iespējams, ļauj uzskatīt arī īsākus glaciālos lineamentus par ātru ledus plūsmu veidojumu. Ja ledus plūsmas gultnē pastāv viendabīgi ģeoloģiskie apstākļi un samērā vienveidīga gultnes topogrāfija, tad subglaciālo plūdlīnijas gultnes formu linearitātes koeficients var tikt izmantots, lai kvalitatīvi novērtētu ledus plūsmas ātrumu, un ledāja sakabinājumu ar tā gultni (Stokes, Clark 2002).

Ledus plūsmas ātruma izmaiņu noteicošo ietekmi uz drumlinu morfometriju akcentē arī pētījumi Ņujorkas drumlinu laukā (Hess, Briner, 2009), kuros ir vērtēti trīs faktori, kas varēja ietekmēt drumlinu morfometriju. Tie ir ledus plūsmas ātrums, drumlinu veidošanai pieejamais laiks un ledāja gultnes nogulumu biezums. Pētījuma rezultāti liecina par neizteiktu drumlinu linearitātes koeficienta un nogulumu biezuma saistību, kā par to, ka drumlinu morfometrijas dažādība nevarēja rasties atšķirīga veidošanās laika dēļ. Drumlinu morfometrijas atšķirības radīja ātra ledus plūsma. To veicināja ledāja malas beigšanās sprostezerā, lokāla ledāja bazālā slīdēšana pa tā gultni un topogrāfiski kontrolēta ledus plūsma (ibid.).

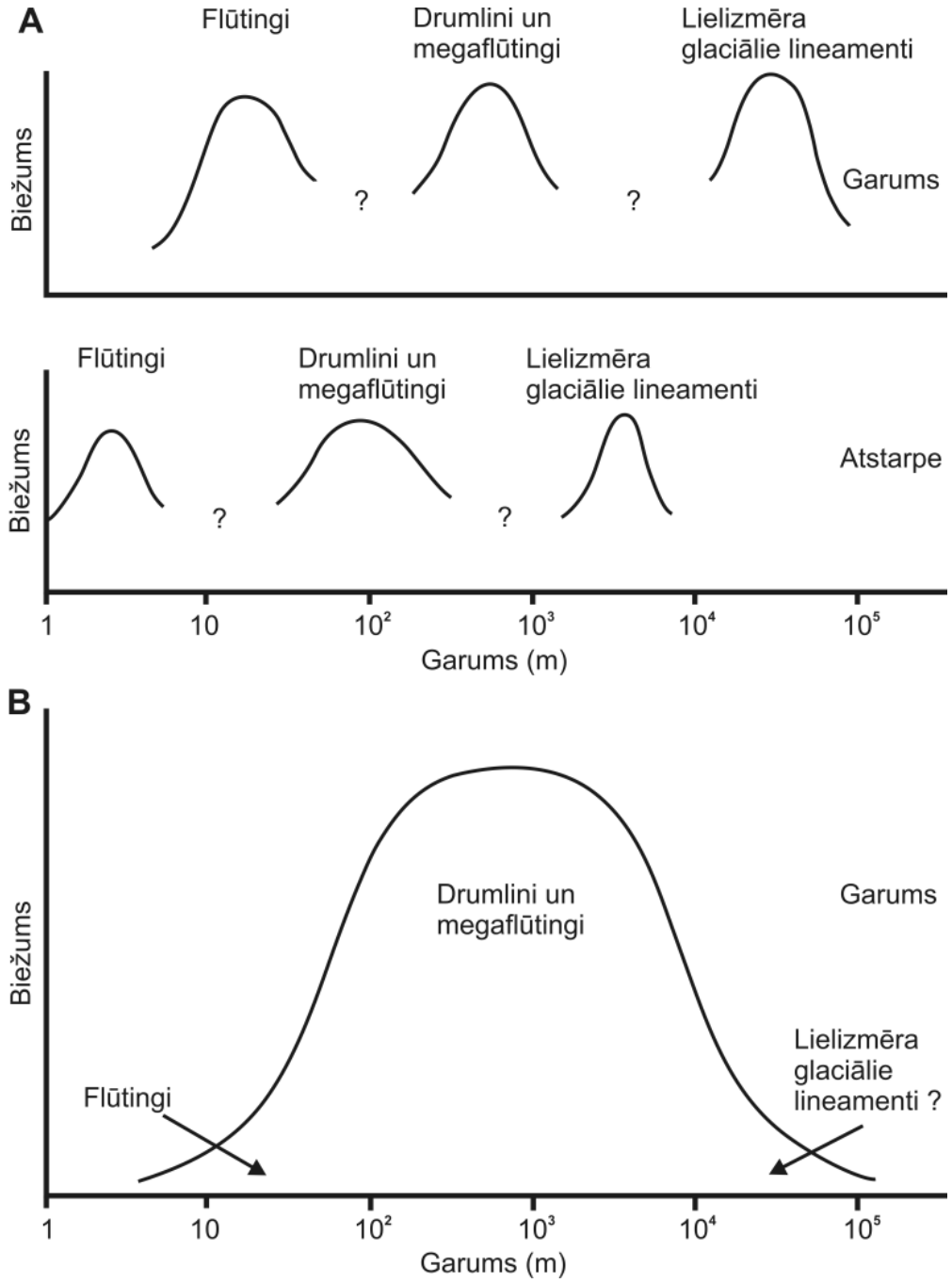
Subglaciālo gultnes reljefa formu novietojumu un morfoloģiju nosaka arī ledus plūsmas diverģence, konverģence vai konsekvence, kas var būt pakārtota zemledāja

topogrāfijai. Piemēram, diverģentās zemienēs drumlinu garenasis izkārtojas vēdekļveidīgi ledāja plūsmas virzienā, un šādus drumlinus var dēvēt par diverģentiem drumliniem (Zelčs, 1993a). Ja drumlinu garenasis ledāja plūsmas virzienā sakļaujas, tos var dēvēt par konverģentiem drumliniem. Savukārt konsekventās zemienēs galvenokārt ir sastopami megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti. Konverģentie drumlini ne vienmēr ir atrodami tikai konverģentās zemienēs. Tie var būt izplatīti arī diverģento zemieņu malās, kā, piemēram, Madlienas nolaidenumā (Lamsters, 2012). Konverģentos drumlinus Latvijā mēdz dēvēt arī par krumliniem, un senāk šīs reljefa formas tika dēvētas par morēnas uvāliem vai morēnuvāliem, ietekmējoties no krievu valodas terminoloģijas (Straume, 1979; Zelčs, 1993a, 1997a). Tikai vēlāk šīs formas tika klasificētas kā glaciotektonisko drumlinu paveids (Zelčs, 1998b, 2001).

Dž. Menzijs (Menzies, 1979a) uzsvēra, ka drumlini ir jāuztver kā daļa no subglaciālās sistēmas. Tādējādi subglaciālās gultnes reljefa formas var uzlūkot kā subglaciālo gultnes reljefa formu nepārtrauktu ģenētisko rindu jeb kontinuumu, kur reljefa formu morfoloģiju un pāreju vienai otrā galvenokārt nosaka ledāja plūsmas ātrums (2.4. attēls). Šī ideja, lai arī ir tikusi izteikta jau senāk (Aario, 1977; Rose, 1987), ir kļuvusi vēl aktuālāka šobrīd. Pētot drumlinus un lielizmēra glaciālos lineamentus Kanādā Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē C. R. Stoukss u. c. (Stokes et al., 2013b) atklāja jauktu dažādu glaciālo lineamentu populāciju, kur lielizmēra glaciālie lineamenti pastāv līdzās drumliniem bez izteiktas pārejas, līdz ar to autori aizstāv subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuuma konceptu (2.5. B attēls). Šāds skatījums tomēr atšķiras no sākotnējām idejām (Aario, 1977; Rose, 1987), jo ir zināms, ka subglaciālo gultnes reljefa formu morfoloģija ir atkarīga no daudziem faktoriem. Šīs formas var arī sastāvēt no dažāda vecuma ģenerācijas un attīstības pakāpes formām, turklāt, kā minēts iepriekšējā apakšnodaļā, ledāja gultne var sastāvēt no apgabaliem ar atšķirīgiem termālajiem apstākļiem, kā rezultātā dažādas subglaciālās gultnes reljefa formas ledāja gultnē ir sastopamas līdzās.

Kopumā ir iespējami divi atšķirīgi skatījumi uz plūdlīnijas subglaciālajām gultnes reljefa formām, ņemot vērā to morfometriskos parametrus (Stokes et al., 2013b). Pirmajā gadījumā tās tiek uzlūkotas kā savrupas reljefa formas ar atšķirīgu garumu un atstarpi starp tām (2.5.A attēls). Otrajā gadījumā plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas veido kontinuumu jeb vienu populāciju (2.5. B attēls), kurā pēc morfometriskajiem parametriem nav iespējas nodalīt atsevišķas reljefa formu populācijas (ibid.).

Ideju par subglaciālo plūdlīnijas reljefa formu kontinuumu ir atbalstījuši daudzi autori, pamatojoties uz plašiem šo formu kartēšanas rezultātiem un to morfometriskajiem parametriem (Hättestrand at al., 2004; Stokes et al., 2013b, Ely et al., 2014). Līdz šim apjomīgākajā pētījumā (Ely et al., 2014), kurā ir analizēti aptuveni 100 000 subglaciālo gultnes reljefa formu morfometriskie parametri, tomēr ir konstatēts, ka eksistē divas šo reljefa formu populācijas. Vienu populāciju veido flūtingi, savukārt otru visas pārējās subglaciālās gultnes reljefa formas. Šis fenomens tiek interpretēts tādējādi, ka atsevišķs mehānisms nodrošina flūtingu veidošanos, savukārt drumlini, lielizmēra glaciālie lineamenti un rievotās morēnas veido subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuumu, kura vienotais veidošanās mehānisms vēl ir jānoskaidro (ibid.). Tomēr ir ticami, ka visu šo reljefa formu veidošanos varētu izskaidrot ar vienotu teoriju. Par to detālāk tiek diskutēts šī darba nākamajā apakšnodaļā.

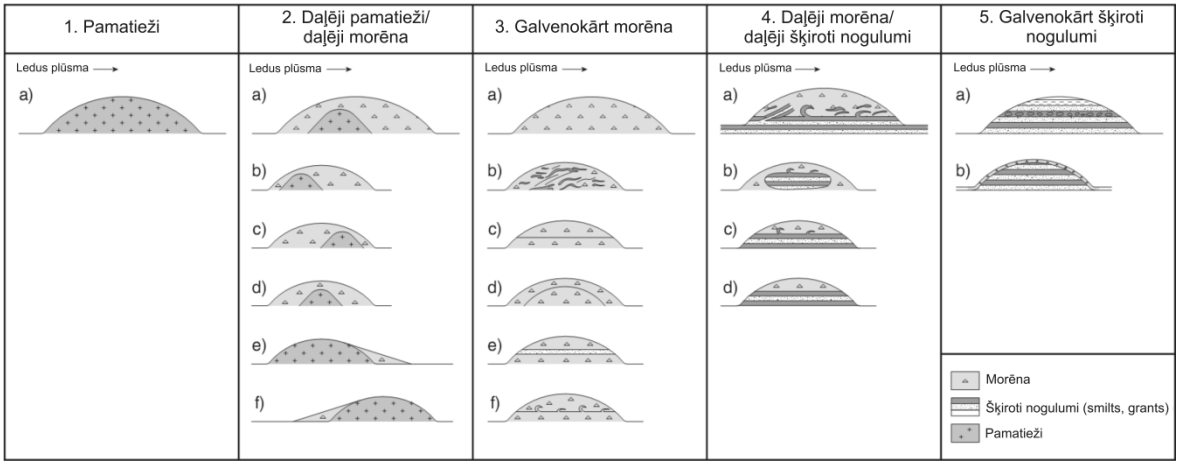


2.5. attēls. Divi iespējamie skatījumi uz subglaciālajām gultnes reljefa formām attiecībā uz to morfometriju. A. Savrupas reljefa formas. B. Subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuums (Stokes et al., 2013b).
Figure 2.5. A two possible views concerning subglacial bedforms ant their morphometry. A. Isolated subglacial bedforms. B. A continuum of subglacial bedforms (Stokes et al., 2013b).

Drumlinu uzbūve ir plaši analizēta literatūrā (Menzies, 1979a; Stokes et al., 2011), un, pamatojoties uz to, ir izvirzītas arī atšķirīgas drumlinu veidošanās hipotēzes. Dž.K. Hārta (Hart, 1997) uzskatīja, ka eksistē drumlinu struktūru kontinuums no trīs drumlinu tipiem – nogulsnēšanās, deformācijas un erozijas, kuri veidojas atkarībā no tā, vai dominē nogulumu piegāde deformācijas slānim vai pārvietošana.

Nesen publicētajā apskatā (Stokes et al., 2011) visi drumlini pēc to uzbūves ir iedalīti piecos tipos (2.6. attēls), un tie attiecīgi ir drumlini, kas sastāv:

1) galvenokārt no pamatiežiem;
2) daļēji no pamatiežiem un daļēji no morēnas;
3) galvenokārt no morēnas;
4) daļēji no morēnas un daļēji no šķirotiem nogulumiem;
5) galvenokārt no šķirotiem nogulumiem.



2.6. attēls. Galvenie drumlinu tipi pēc to uzbūves: 1. pamatiežu drumlini; 2. daļēji pamatiežu–daļēji morēnas drumlini; 3. galvenokārt no morēnas sastāvoši drumlini; 4. daļēji morēnas–daļēji šķirotu nogulumu drumlini; 5. galvenokārt no šķirotiem nogulumiem sastāvoši drumlini (Stokes et al., 2011).
Figure 2.6. The main types of drumlin composition: 1. mainly bedrock; 2. partly bedrock–partly till; 3. mainly till; 4. partly till–partly sorted sediments; 5. mainly sorted sediments (Stokes et al., 2011).

Pamatojoties uz ievērojamo drumlinu uzbūves daudzveidību, daži autori uzskata, ka drumlinu uzbūve atspoguļo tos nogulumus, kuri eksistēja iepriekš, un tiem nav obligāti jāsatur norādes par drumlinu veidošanos (Stokes et al., 2011). Analoģisks uzskats ir ticis pausts arī attiecībā uz rievotajām morēnām (Kleman, Hättestrand, 1999). Kā redzams 2.6. attēlā, drumlinu uzbūvi sarežģī arī to veidojošo nogulumu izvietojuma variācijas. Tikai vienā no daudziem gadījumiem, drumliniem ir raksturīgs, piemēram, pamatiežu kodols drumlina proksimālajā daļā, kas norāda uz to, ka drumlinveidošanās process ir sarežģītāks nekā vienkārša morēnas akrēcija ap drumlina kodolu un transportēšana drumlina distālās daļas virzienā. Kā norāda Dž. Menzijs (Menzies, 2002) drumliniem lielākoties nav skaidri izteikta kodola, ap kuru notiek drumlina veidošanās, kā arī tiem ir tik plaša uzbūves un formu daudzveidība, ka ir gandrīz neiespējami raksturot ideālu drumlinu. Svarīgi atzīmēt, ka drumlinu uzbūvi sarežģī arī to iekšējā struktūra un nogulumu deformācijas izplatība (Menzies, 1979a). Kā norāda Stouks u. c. (Stokes et al., 2011), drumlinu struktūra var būt homogēna, saskanīga vai nesaskanīga attiecībā pret drumlina topogrāfiju, savukārt deformācija varbūt limitēta, daļēja vai visaptveroša.

Drumlini, kuri ir veidoti pilnībā no pamatiežiem, ir ļoti līdzīgi citām vidēja mēroga (1–10 km) plūdlīnijas erozijas formām (angļu val. – *roche moutonnée, whalebacks*), kuras mācību grāmatās tiek klasificētas kopā kā ledāja erozijas reljefa formas (Bennett, Glasser, 2009). Nereti termina "klints drumlins" vietā tiek lietoti citi termini, kā piemēram, "vaļa mugura", tomēr reizēm tiek norādīts, ka klints drumliniem atšķirībā no vaļa mugurām ir asimetrisks garenprofils, kuru veido stāvāka proksimālā daļa. Literatūrā ir sastopams arī

termins “klints un astes” (angļu val. – *crag-and-tail*) struktūras, bet šo terminu vajadzētu attiecināt uz tādām reljefa formām, kurām ir raksturīgs skaidri izteikts pamatiežu izcilnis to proksimālajā daļā, bet distālajo daļu veido nekonsolidēti nogulumi. Ja pamatiežu izcilnis ir novietots reljefa formas distālajā daļā, to vajadzētu saukt par “pirms–klints” (angļu val. – *pre-crag*) struktūru (ibid.).

Kā redzams 2.6. attēlā, pamatiežu un morēnas nogulumu proporcija daļēji pamatiežu-daļēji morēnas drumlinos var būt ļoti mainīga. Šādus drumlinus, kuri sastāv no konsolidētu iežu kodola, ko pārklāj nekonsolidēti nogulumi, nereti dēvē (Boulton, 1987) arī par drumliniem ar pamatiežu kodolu (angļu val. – *rock-cored drumlins*). Drumlini ar pamatiežu kodolu atsevišķos drumlinu laukos var veidot dominanto drumlinu tipu, savukārt citos drumlinu laukos tie ir vienkārši sastopami starp citiem drumlinu tipiem, kā, piemēram, Burtnieka drumlinu laukā (Zelčs, Dreimanis, 1997), kur drumlinu kodolus veido galvenokārt glaciotektoniski deformēti pleistocēna nogulumi, bet dažviet arī dislocēti vidusdevona smilšakmeņi.

Morēnas drumlini, iespējams, ir visizplatītākais drumlinu tips, bet arī šādu drumlinu uzbūve var nebūt vienkārša, jo drumlini var būt veidoti no vairākiem morēnas slāņiem. Drumlinos pie Mulajegidla izvadledāja, centrālajā Islandē, ir konstatēti vismaz pieci morēnas slāņi, kuru veidošanās tiek saistīta ar vairākkārtējiem izvadledāja uzplūdiem jeb sērdžiem (Johnson et al., 2010; Jónsson et al., 2014). Starp morēnas slāņiem nereti ir sastopami nelieli šķirotu nogulumu starpslāņi vai lēcas, turklāt augšējā morēna pārklāj erozijas virsmu, kas reprezentē drumlina formu līdz tās pārveidošanai 1992. gada sērdžā (Johnson et al., 2010).

Drumlinos, kurus veido daļēji morēna un daļēji šķiroti nogulumi, šķiroti nogulumi var veidot drumlina kodolu, vai pagulošo nogulumu slāni, kurš reizēm var būt deformēts un iekļauts pārsedzošajā morēnā (Stokes et al., 2011). Citos gadījumos šķiroti nogulumi var būt ieslēgti starp diviem morēnas slāņiem, vai arī atrasties drumlina augšpusē, kad tie lielākoties ir uzkrājušies pēc drumlina izveidošanās deglaciācijas laikā (ibid.). Šķirotie nogulumi drumlinu kodolos var būt gan glaciotektoniski deformēti, gan arī pilnībā nedeformēti (Hart, 1995). Piemēram, kāda drumlina kodolā Ņujorkas štatā ir novēroti nedeformēti smilts un grants nogulumi, kuri tikuši nogulsnēti recesējoša ledāja malas priekšā pirms drumlina veidošanās (Menzies, Brand, 2007). Šķirotie nogulumi ir cementēti ar kalcija karbonāta cementu, līdz ar to tie funkcionējuši kā šķērslis ledāja gultnē, ap kuru notika plānas morēnas segkārtas akumulācija. Deformācijas struktūras ir sastopamas tikai pašā morēnā, jo tā ir nogulsnējusies deformācijas gultnes apstākļos. Citi autori (Shaw, 1983, 2002; Shaw, Gilbert, 1990) nedeformētu šķirotu nogulumu klātbūtni drumlinos attiecina uz to uzkrāšanos katastrofālos zemledāja plūdos. Šādā gadījumā drumlini veidojas, ledājkušanas ūdeņiem izskalojot dobumus zem ledāja un pēc tam noguldot tajos šķirotus nogulumus.

Rievoto morēnu līdzīgi kā drumlinu uzbūve var būt salīdzinoši daudzveidīga (Lundqvist, 1989, 1997; Lindén et al., 2008; Benn, Evans, 2010; Möller, 2006, 2010), lai gan, kā norāda daudzi pētnieki (Hättestrand, Kleman, 1999; Sarala, 2006; Stokes et al., 2008), visbiežāk to uzbūvē dominē dažādas morēnas nogulumu fācijas.

2.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās teorijas

Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās joprojām ir viens no glaciālās ģeoloģijas un ģeomorfoloģijas būtiskākajiem jautājumiem, kas tā aktualitātes dēļ prasa sniegt pārliecinošu atbildi. Zinātniskajā literatūrā eksistē ļoti daudzas atšķirīgas teorijas par drumlinu (Menzies, 1979a, Clark, 2010), lielizmēra glaciālo lineamentu (Stokes et al.,

2013b) un rievoto morēnu veidošanos (Lundqvist, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Dunlop, Clark, 2006; Möller, 2006). Iespējams, teoriju lielais skaits ir izskaidrojams ar to, ka subglaciālās gultnes reljefa formas aptver uzbūves un morfoloģijas ziņā ļoti daudzveidīgu formu kopumu, kas ir izplatīts apgabalos ar visdažādākajiem ledāja gultnes iežiem un nogulumiem. Dž. Menzijs (Menzies, 1979a) ir uzsvēris, ka, ja drumlinu veidošanās process kādreiz tiks izprasts, tad visticamākais šīs informācijas avots būs dati par mūsdienu subglaciālajiem apstākļiem. Šādu datu iegūšana ir kļuvusi iespējama tikai salīdzinoši nesen ģeofizikālo metožu attīstības dēļ un it īpaši seismiskajiem un radiolokācijas pētījumiem (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009; Smith et al., 2007), tādēļ ir sagaidāmi jauni atklājumi par subglaciālajiem apstākļiem un drumlinu veidošanos zem aktīvām mūsdienu ledus plūsmām. Arī ledāju atkāpšanās šajā gadsimtā pavērs aizvien plašākas iespējas pētīt mūsdienās veidotus drumlinus, kā tas pagaidām ir iespējams pie atsevišķiem ledājiem Islandē (Waller et al., 2008; Evans, 2011; Schomacker et al., 2014), un it īpaši pie Mulajegidla izvadledāja, kur ir atklāt lielākais mūsdienās veidotu drumlinu lauks (Johnson et al., 2010; Hilmarsdóttir, 2013; Jónsson et al., 2014).

Kā norāda D.I. Bens un D.J.A. Evans (Benn, Evans, 2010), drumlini un megaflūtingi pēc būtības var veidoties nogulumu erozijas dēļ, nogulumiem nogulsnējoties paugurveida formās vai abu procesu kombinācijas rezultātā. Drumlinu veidošanās un izplatība kopumā ir neatkarīga no lokāliem apstākļiem, tādēļ būtiskākie to veidošanās faktori ir pašas ledāja plūsmas dinamika un glacioloģiskie apstākļi. Daudzskaitlīgo drumlinu veidošanās teoriju analīze liek secināt, ka iniciējošais drumlinu veidošanās faktors ir nestabilitāte sistēmā ledājs–gultne (Hindmarsh, 1998), kura var izpausties dažādos mērogos.

Galveno sākotnējo drumlinu veidošanās teoriju apkopojumu prezentēja Dž. Menzijs jau 1979. gadā (Menzies, 1979a), klasificējot šādas piecas galvenās teorijas:

1) Morēnas nogulumu akrēcijas ap izturīgu sākotnēju kodolu;
2) Morēnas nogulumu iespiešanas zemledāja dobumos;
3) Dilatācijas teorija;
4) Sasaluša zemledāja materiāla pacelšanās ledāja–gultnes kontaktzonā;
5) Glaciāli kinemātiskā flūtingu teorija.

Vēlāk, attīstoties izpratnei par subglaciālajiem procesiem, zemledāja deformāciju un ledājkušanas ūdeņu lomu drumlinu veidošanā, attīstījās arī drumlinu veidošanās teorijas, kuras ir apkopojis Dž. Menzijs (Menzies, 2002), iedalot tās trīs galvenajās grupās. Visās minētajās teorijās nozīmīgākais drumlinu veidošanās un saglabāšanās faktors ir apstākļi ledāja un gultnes kontaktzonā. Šo apstākļu izzināšana joprojām ir galvenais zinātnes uzdevums. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās risinājumu meklēšanas problēmu zināmā mērā nosaka analogu mūsdienu procesu novērojumu trūkums, kas pētniekiem balstīt zinātniskās teorijas uz agrāko apledojumu, par kuru zemledāja apstākļiem nav iespējams iegūt tiešu informāciju, veidoto reljefa formu izplatību, morfoloģiju un uzbūvi (Benn, Evans, 1998).

Pirmajā teoriju grupā (Menzies, 2002) drumlini veidojas no agrāk nogulsnētajiem nogulumiem apstākļos ar ierobežotu ledājkušanas ūdeņu aktivitāti, iespējams, kad auksti bāzēta ledus apstākļus nomaina silti bāzēta ledus apstākļi. Drumlinu veidošanās notiek, agrāk nogulsnētajiem nogulumiem ledāja aktivitātes laikā tiekot mobilizētiem plūdlīnijas formās zemledāja deformācijas dēļ. Ledājkušanas ūdeņi var ietekmēt drumlinu veidošanos un nogulumu deformāciju, funkcionējot kā porūdens nogulumos, vai augstāka porūdens spiediena gadījumā kā plāna ūdens plēve ledāja un gultnes kontaktzonā (ibid.).

Otrajā teoriju grupā drumlinu veidošanās notiek ledāja gultni veidojošo nogulumu anizotropisku neviendabību dēļ, kas izraisa morēnas dilatāciju, porūdens izkliedi, lokālu ūdens sasalšanu, lokalās spirālveida bazālā ledus plūsmas nogulumu deformāciju. Ledājkušanas ūdeņu aktivitāte arī šādos procesos ir limitēta, bet nogulumos esošā porūdens

daudzums ir kritisks faktors, kurš ierosina ledāja gultnes nogulumu lokālu mobilizāciju. Drumlinu veidošanās lokalizāciju nosaka laiktelpiski mainīgs sprieguma lauks, kuram ir būtiska ietekme uz ledāja gultnes nogulumu reoloģiju (Menzies, 2002).

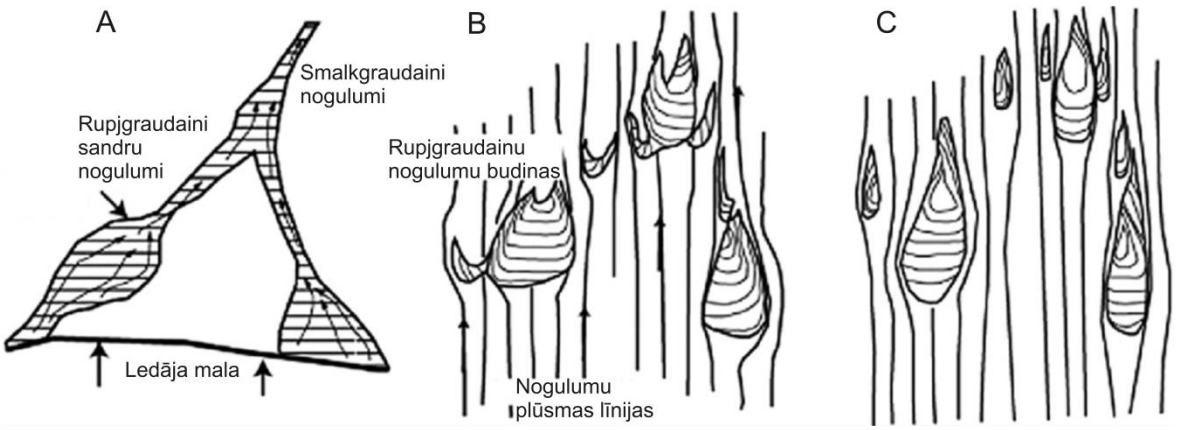
Trešajā teoriju grupā ledājkušanas ūdeņi ir noteicošais drumlinu veidošanās faktors. Pirmajā gadījumā ledājkušanas ūdeņi var izskalot dobumus ledājā, kuri nākamajā posmā tiek aizpildīti ar šķirotiem nogulumiem. Otrajā gadījumā ledājkušanas ūdeņi veic nozīmīgu ledāja gultnes nogulumu eroziju. Lai noritētu šādi procesi ir nepieciešama liela apjoma zemledāja kušanas ūdeņu notece katastrofālos plūdos (Menzies, 2002). Šādas hipotēzes attīstībā, kura nereti tiek dēvēta par alternatīvo hipotēzi, noteicošā loma bija Dž. Šovam (Shaw, 1983, 2002). Ledājkušanas ūdeņu erozijas izveidotos dobumos zem ledāja, viņaprāt (ibid.) vēlāk aizpilda nogulumi tiešas sedimentācijas rezultātā no piesātinātas ledājkušanas ūdeņu plūsmas. Alternatīvā veidā, mazinoties ūdens plūsmai, ar ūdeni piesātinātie nogulumi ledāja svara dēļ tiek iespiesti dobumos. Teorētiski šādu procesa rezultātā veidotiem drumliniem vajadzētu sastāvēt attiecīgi no šķirotiem un slāņotiem nogulumiem, vai deformētiem nogulumiem. Minētā hipotēze tiek pielietota, lai izskaidrotu visu zemledāja reljefa formu kopuma veidošanos, respektīvi, flūtingus, drumlinus, rievotās un paugurotās morēnas, tuneļielejas, osus un citas pamatiežu erozijas formas. Jāpiebilst, ka pats autors (Shaw, 2002) atzīst, ka ūdens uzkrāšanas un atbrīvošanas mehānismi zem ledāja, ir neskaidri, un to, kā arī daudzus citus šīs teorijas aspektus, kritizē citi autori (Ó Cofaigh et al., 2010). Dž. Šovs (Shaw, 1983, 2002) interpretēja subglaciālo reljefa formu asociācijas veidošanos Livingstona ezera drumlinu laukā tādā veidā, ka ledājkušanas ūdeņi noplūde mainās no plūsmas plānā slānī uz plūsmu plašos zemledāja kanālos (tuneļielejās), un pēdējā posmā uz plūsmu Rētlisberga kanālos, kuros izveidojas osi. Uz šādu attīstības secību norāda tas, ka drumlinus šķeļ tuneļielejas, sastopami osi. Dž. Šova (ibid.) hipotēze daļēji ir arī tikusi piemērota, lai izskaidrotu atsevišķus posmus drumlinu veidošanā, piemēra, glaciofluviālo nogulumu klātbūtni Īrijas drumlinos, kur šie nogulumi ir uzkrājušies ar ūdeni pildītos dobumos drumlinu distālajās daļās (Hanvey, 1987).

Viena no būtiskākajām idejām drumlinu teoriju attīstības vēsturē ir ideja par drumlinu veidošanos nevienmērīgas morēnas deformācijas rezultātā, kur mobils morēnas slānis plūst apkārt izturīgākam kodolam (Smalley, Unwin, 1968; Menzies, 1979b; Boulton, 1987; Piotrowski, 1987; Smalley, Piotrowski, 1987). Sākotnēji ideja par ledāja kustību zemledāja nogulumu deformācijas veidā un attiecīgu drumlinu veidošanos tika iekļauta reoloģijas modelī, kurš tika pamatots morēnas dilatācijā jeb bīdes izraisītā morēnas biezuma pieaugumā (Smalley, Unwin, 1968). Šī modeļa priekšnosacījums ir tāds, ka ledāja gultnē eksistē nepārtraukts, plašai deformācijai pakļauts morēnas slānis, kurā attīstās stingrākas morēnas apgabali. Savukārt alternatīvā veidā drumlini var veidoties, ja ledāja gultnē jau iepriekš eksistē stingrākas morēnas apgabali, kuri kļūst par drumlinu kodoliem.

Dž. Menzijs (Menzies, 1979a, b), attīstot ideju par drumlinu veidošanos un morēnas deformāciju, norāda, ka drumlinu veidošanās ir saistīta ar morēnas nogulsnēšanas procesu, sākoties jau tajā posmā, kad morēna ir piesātināta ar ūdeni. Viņš (ibid.) noskaidro to, ka drumlinus veidojošajā morēnā tās nogulsnēšanas laikā bija lielāks porūdens spiediens nekā morēnā, kura drumlinus neveido. Tādējādi drumlinu veidošanās procesu iniciē ledāja sprieguma izmaiņas saistībā ar porūdens migrāciju un aizplūšanu no morēnas nogulumiem. Kad morēnā esošais porūdens aizplūst, morēnas bīdes pretestība palielinās, un veidojas lokāls stacionāras morēnas apgabals ledāja gultnē, ap kuru notiek mobilas morēnas plūšana. Porūdens aizplūšana var notikt apgabalos, kur zem morēnas paguļ rupjgraudainas smilts un grants nogulumi vai arī stipri plaisaini pamatieži. Ledājkušanas ūdeņus var arī novadīt zemledāja kanāli vai arī plāna ūdens plēve ledāja gultnē. Ja šādas ūdens plēve pārstāj eksistēt, ledāja pamatnē tiek izraisīta spiedienkušana izgulsnējas liels daudzums bazālā drupu materiāla, veidojot lokālus strauji nogulsnētas morēnas apgabalus, kuri var

veidot drumlinus pie nosacījuma, ka šī morēna nekļūst mobila. Šajā modelī atšķirībā no iepriekš minētā reoloģijas modeļa (Smalley, Unwin, 1968) drumlinu veidošanās noteicošais faktors ir porūdens spiediena izmaiņas nogulumos.

Teoriju par drumlinu veidošanos, ledājam deformējot tā gultni pilnīgāk attīsta Dž. Boultons (Boulton, 1987). Šajā teorijā skaidri ir parādīta tādu drumlinu ģenēze, kuriem ir raksturīgi konsolidētu iežu, morēnas vai šķirotu nogulumu kodoli. Šādi drumlini veidojas deformējamu nogulumu akrēcijas procesā, tiem plūstot apkārt izturīgam kodolam. Ledāja gultnes apgabali, kurus veido salīdzinoši izturīgāki nogulumi, paliek statiski vai deformējas lēni pretēji vājākiem apgabaliem, kuros izpaužas izteiktāka zemledāja deformācija. Drumlinu veidošanās pamatnosacījums Dž. Boultona (ibid.) modelī ir sākotnēja ledāja gultnes neviendabība. Piemēram, ledāja gultni var veidot smalkgraudainu un rupjgraudainu nogulumu mija, kas veido telpiskas variācijas uz ledāja spriegumu. Tā kā rupjgraudainākie nogulumi drenējas labāk, tajos porūdens spiediens ir zems, un tiem piemīt augsta nogulumu noturība pret zemledāja deformāciju. Savukārt smalkgraudainie nogulumi drenējas sliktāk, un tie attiecīgi ir nenoturīgāki pret deformāciju. Šie nogulumi var tikt pakļauti visaptverošai deformācijai, veidojot novājinātas un tālu pārvietotas deformācijas morēnas apvalku apkārt izturīgam kodolam, un rezultējoties plūdlīnijas formas izveidē (2.7. attēls). Jāpiebilst, ka ar laiku arī drumlinu kodoli var kļūt mobili, un lēnām tikt pārvietoti no to sākotnējās pozīcijas (Boulton, 1987).



2.7. attēls. Drumlinu veidošanās gadījumā, kad ledāja gultni veido apgabali ar smalkgraudainiem un rupjgraudainiem nogulumiem. A. Sākotnējā rupjgraudaino sandru nogulumu izplatība. B. Drumlinu veidošanās, deformējot smalkgraudainus nogulumus apkārt rupjgraudainu nogulumu kodoliem. C. Izveidotie drumlini (Boulton, 1987)
Figure 2.7. Formation of drumlins as a result of the distribution of fine- and coarse-grained sediments on the glacier bed. A. Initial distribution of coarse-grained outwash. B. Development of drumlins by deformation of the weak, fine-grained sediments around stiffer cores. C. Developed drumlins (Boulton, 1987).

Dž. Boultona (ibid.) modelis ir ticis piemērots, lai izskaidrotu drumlinu veidošanos daudzviet pasaulē gan zem seno pleistocēna ledāju, gan mūsdienu ledāju lielplūsmām. Piemēram, Igaunijas Sādjarves drumlinu laukā, apgabalos, kur ledāja gultne sastāvēja no pamatiežiem ar labu ūdens caurlaidību un salīdzinoši labi drenētu rupjgraudainu morēnas materiālu, izveidojās lieli drumlini, savukārt no smalkgraudainākās morēnas izveidojās mazāki un garāki drumlini (Rattas, Piotrowski, 2003; Rattas, 2004). Šī sakarība liecina par to, ka smalkgraudaināki nogulumi, kuros var rasties augstāks porūdens spiediens nekā rupjgraudainākos nogulumos, tiek erodēti un deformēti vieglāk, tādējādi morēnas akrēcija ir ierobežota, un lieli drumlini nevar izveidoties.

Pamatojoties uz Dž. Boultona (Boulton, 1987) teoriju, tiek skaidrota arī drumlinu veidošanās mūsdienās pie vairākiem Islandes ledājiem (Krüger, Thomsen, 1984; Waller et al., 2008). Pie Mirdalsjegidla esošo drumlinu kodolus veido šķiroti nogulumi, kurus sākotnēji erodēja proglaciālās ledājkušanas ūdeņu straumes, tādējādi šie nogulumi veidoja šķēršļus ledāja gultnē. Ap šiem šķēršļiem, ledājam uzvirzoties, tika akumulēta morēnas un izveidojās drumlini (Krüger, Thomsen, 1984). Pie Skeidararjegidla esošo drumlinu kodoli veidojās ledāja uzplūdos, kad tas erodēja agrāk nogulsnētos ledāja kontakta iznesu konusu nogulumus (Waller et al., 2008). Šos konusus veido rupjgraudaini nogulumi, kuriem ir raksturīga labāka ūdens caurlaidība nekā citviet esošajiem smalkgraudainākiem nogulumiem, līdz ar to pirmie labāk drenējas un ir izturīgāki pret deformāciju. Iznesu konusi tika erodēti pret ledāju vērstajās un sānu daļās, bet erodētie nogulumi tika transportēti un nogulsnēti to distālajās daļās, veidojot drumlinu formu. Uzplūdu noslēguma posmā virs drumliniem tika uzguldīts plāns deformējamas morēnas slānis, no kura izveidojās arī flūtingi. Šajā posmā zemledāja deformācija izpaudās tikai augšējās morēnas slānī (Waller et al., 2008).

Kā viens no būtiskākajiem faktoriem, kas nosaka drumlinu veidošanos, literatūrā bieži tiek minēts porūdens spiediens (Menzies, 1979b; Jørgensen, Piotrowski, 2003; Pelletier, 2008). Drumlinu veidošanās laikā porūdens spiediens fluktuē ap ledāja peldspējas punktu, kā rezultātā var notikt nozīmīgas izmaiņas arī ledāja kustības veidā pa tā gultni (Jørgensen, Piotrowski, 2003). Ja porūdens spiediens ir nedaudz zem peldspējas punkta, ledājs pārvietojas, deformējot gultnē esošos nogulumus, savukārt, ja porūdens spiediens sasniedz peldspējas punktu, ledājs var pārvietoties, slīdot pār gultni. Drumlinu veidošanās iniciāciju nosaka lokālas morēnas nogulumu reoloģijas atšķirības, kas izraisa mozaīkveida ledāja gultnes eksistenci ar stabilas un mobilas morēnas nogulumu apgabaliem (ibid.). Ledājs kustības mehānisma laiktelpiskās variācijas nosaka atšķirīgu ledāja plūsmas ātrumu dažādos gultnes apgabalos un nevienmērīgu sprieguma lauku ledājā, savukārt šīs neviendabības izraisa porūdens migrāciju (Pelletier, 2008).

Dž.D. Peletjē (Pelletier, 2008) veiktā modelēšana atklāj, kādā veidā notiek porūdens migrācija, nogulumu deformācija un drumlinu veidošanās. Šajā modelī ledāja gultnes nogulumu deformāciju izraisa porūdens migrācija. Sākotnēji nogabali, kur ledāja gultnes nogulumiem ir lielāka porainība, izplešas sakarā ar augšup migrējoša porūdens pieplūdi. Kad porūdens pieplūde beidzas, un tas tiek novadīts, šie nogabali kļūst stabili. Modelis parāda izteiktu sakarību starp ledāja gultnē esošo nogulumu biezumu un drumlinu platumu. Šo sakarību uzrāda arī drumlinu platuma ar morēnas biezuma datu salīdzinājums. Modelis arī atklāj sakarību starp deformācijai pakļautā slāņa biezumu un šo slāni veidojošo nogulumu hidraulisko vadītspēju. No rupjgraudainiem nogulumiem sastāvošs drumlins izveidojas 1 gada laikā, bet no morēnas sastāvošs drumlins izveidojas 1000 gados (ibid.).

Šobrīd vienīgā teorija, kura spēj izskaidrot visa subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuuma veidošanos ir nestabilitātes teorija (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007; Fowler, Chapwanya, 2014). Turklāt jaunākajā šajā teorijā pamatotajā matemātiskajā modelī tiek novērota trīsdimensiālu rievoto morēnu, drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanās (Fowler, Chapwanya, 2014). Nestabilitātes teorijas priekšrocības, salīdzinot ar citām teorijām, ir šādas: (1) šī teorija ir piemērojama visam subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuumam (Fowler, Chapwanya, 2014); (2) tā var izskaidrot atšķirīgas uzbūves drumlinu veidošanos (Stokes et al., 2013a); (3) subglaciālās gultnes reljefa formas var attīstīties spontāni no sākotnēji relatīvi gludas morēnas virsmas (Clark, 2010); (4) teorija ir pamatota ar matemātiskiem modeļiem (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007; Fowler, Chapwanya, 2014).

Nestabilitātes teorija matemātiski izskaidro, ka saistīta ledāja, tā gultnē esošo nogulumu un ūdens plūsma izraisa spontānu reljefa veidošanos morēnas virsmā. Tādējādi

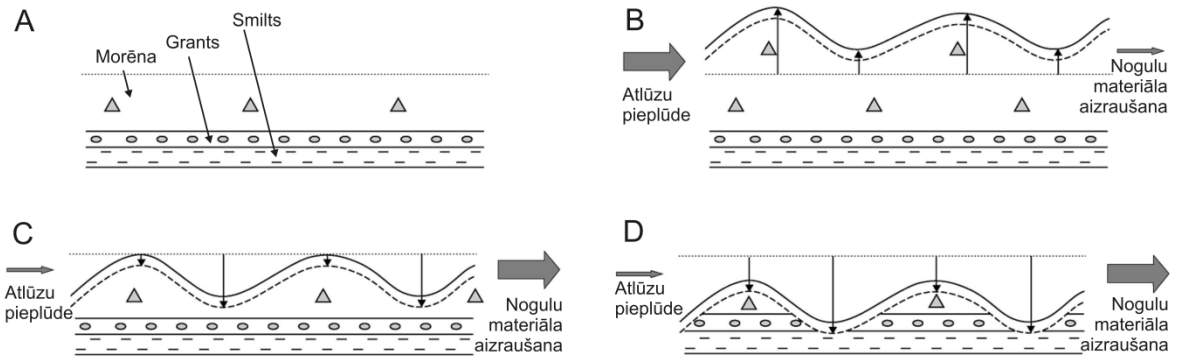
ledāja gultnē veidojas noteikts raksts un struktūra, kas parādās kā dažāda tipa subglaciālās gultnes reljefa formas (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a). Sistēma ir nestabila, kad nelieli traucējumi tiek pastiprināti, un dažādas dabiskās variācijas (perturbācijas) kļūst lielākas, palielinoties atkarībā no noteikta viļņa garuma. Tā kā viens viļņa garums tiecas būt dominantais, reljefa formas veidojas ar noteiktu rakstu, respektīvi, no līdzīga lieluma formām ar līdzīgu attālumu starp tām. Šāda reljefa attīstība no nestabilas virsmas ir arī galvenais kāpu un ripsnojuma veidošanās mehānisms eolā un fluviālā vidē, un tas ir piemērojams arī subglaciālo gultnes reljefa formu ģenēzes procesam (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a).

Jaunākais uz nestabilitātes teoriju balstītais skaitliskais modelis (Fowler, Chapwanya, 2014) spēj izskaidrot visa subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuuma veidošanos. Interesanti, ka modelī noteicošais parametrs, no kura ir atkarīga subglaciālo gultnes reljefa formu linearitāte, ir nogulumu granulometrija, nevis ledus plūsmas ātrums, kuram ir salīdzinoši vāja ietekme. Šis atklājums ir pretrunā daudzu autoru izteiktajam viedoklim par ledus plūsmas ātruma noteicošo lomu (Aario, 1977; Stokes, Clark, 2002), tomēr tas apstiprina jau šajā apakšnodaļā minētos pētījumu rezultātus par morēnas granulometriju Sādjarves drumlinu laukā, kur garākos drumlinus veido salīdzinoši smalgraudaināki morēnas nogulumi (Rattas, Piotrowski, 2003; Rattas, 2004). Nestabilitātes modelī lielākais izaicinājums ir matemātiski aprakstīt zemledāja ūdens plūsmas sistēmu. Sākotnējos modeļos (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007) zemledāja ūdens loma bija pasīva, hidrostatiska, tādēļ neizdevās iegūt trīsdimensionālu glaciālo lineamentu veidošanos. Vēlāk, iekļaujot aktīvu ūdens sistēmu galvenokārt kā porūdens plūsmu caur morēnas substrātu, nestabilitātes modelis ļāva iegūt arī drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanos (Fowler, 2010a, b). Savukārt jaunākajā modelī (Fowler, Chapwanya, 2014) ūdens plūsma galvenokārt notiek pa dažus milimetrus biezu ūdens plēvi, kas var vietām attīstīties par dažus desmitus centimetrus dziļām ūdens straumēm vai arī dobumiem. Minētās zemledāja ūdens noteces sistēma ar ūdens plēvi atšķiras no sākotnējā modeļa (Weertman, 1972) tādā veidā, ka ledus nav viscaur atdalīts no gultnes ar ūdens plēvi, kura tādēļ ir nestabila, bet gan ledājs balstās uz stabilas ūdens plēves, kuru vietām pārtrauc lielākas atlūzu daļiņas (Creyts, Schoof, 2009).

Nestabilitātes teorijā drumlinu iekšējo uzbūvi determinējošie faktori ir agrāk nogulsnētie nogulumi ledāja gultnē, bilance starp morēnas eroziju un akumulāciju, ledus plūsmas darbības ilguma un virziena pulsācijas (Stokes et al., 2013a). Šo faktoru variācijas rada visus iepriekš minētos C.R. Stouksa u. c. (Stokes et al., 2013a) drumlinu uzbūves tipus atkarībā no sākotnējā substrāta, kur morēna pārsedz šķirotus nogulumus vai pamatiežus. Daļēji pamatiežu–daļēji morēnas drumlini rodas, ja pamatiežu šķēršļi ir sākotnējie traucējumi (kodoli) sistēmā. Tie iniciē drumlinu veidošanos. Morēnas drumlini (2.8. B attēls) rodas mobila morēnas nogulumu slāņa dēļ. Tās slāņa biezums palielinās gadījumā, kad morēnas akumulācija pārsniedz tās eroziju. Daļēji morēnas–daļēji šķirotu nogulumu drumlini (2.8. D attēls) rodas ledāja gultni veidojošo nogulumu vertikālas erozijas dēļ, kad morēnas transports pārsniedz tās akumuāciju. Šķirotu nogulumu drumlini rodas gultni veidojošo nogulumu vertikālas erozijas dēļ, ko izraisa gan pati morēnas plūšana (deformācija), gan ledājūdeņi (Stokes et al., 2013a).

Flūtingu veidošanā liela nozīme ir ledāja gultnes nogulumu deformācijai. Zemledāja nogulumu spēju plūst un deformēties ledāja un gultnes kontaktzonā ietekmē ledus plūsmas ātrums, bazālais bīdes spriegums, porūdens spiediens, efektīvais spiediens un zemledāja materiāla īpašības. Literatūrā visizplatītākais viedoklis ir tāds, ka flūtingi veidojas, nogulumiem tiekot iespiestiem dobumos, kuri veidojas, ledājam plūstot pāri škēršļiem ledāja gultnē (Boulton, 1976; Hart, 1995). J. Lavrušins (Lavrushin, 1976) flūtingu

veidošanos skaidro ar morēnas nevienmērīgu akumulāciju. Tomēr viņa hipotēze (ibid.) neizskaidro flūtingu iekšējās uzbūves dažādību un deformācijas struktūru klātbūtni.



2.8. attēls. Atšķirīgas uzbūves subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās nestabilitātes teorijas konceptuālā modelī. A. Sākotnēji līdzena ledāja gultne, kuru veido smilts, grants un morēnas nogulumi. B. Deformējama morēnas slāņa viļņveida struktūras attīstība apstākļos, kad atlūzu pieplūde pārsniedz to aizplūdi. C, D. Viļņveida struktūras lejupejoša attīstība, atlūzas saturošam kustīgā ledus slānim erodējot pagulošos slāņotos nogulumus apstākļos, kad notiek bazālā ledus bagātināšanās ar ledāja gultnes nogulumiem (Clark, 2010). Šāda modeļa rezultātā izveidojas drumlini, kuri atbilst trijiem no C.R. Stouksa u. c. (Stokes et al., 2011) izdalītajiem drumlinu tipiem: galvenokārt no morēnas sastāvoši drumlini (B); daļēji morēnas/daļēji šķirotu nogulumu drumlini (C); galvenokārt no šķirotiem nogulumiem sastāvoši drumlini (D).

Figure 2.8. The formation subglacial bedforms of the varied composition by the conceptual model of the instability theory. A. Initially flat glacier bed composed of till, gravel and sand sediments. B. The development of wavy till structure if the instability operates with a greater volume of sediments advected into the region than out. C, D. The wavy surface evolve downwards if more sediments are removed, and mobile sediments erodes into lower units (Clark, 2010). In this case drumlins matching with three types of Stokes et al. (2011) are formed: mainly till (B); part till/part sorted sediments (C); mainly sorted sediments (D).

Termins flūtingi ir ticis lietots kā aprakstošs jēdziens, un nereti arī mūsdienās tiek lietots nevietā, neskatoties uz to, ka jau 1976. g. Dž. Boultons (Boulton, 1976) definēja flūtingus kā ģenētisku terminu. Viņš rakstīja, ka "flūtingi ir garas, paralēlas grēdas, kuras precīzi norāda ledāja plūsmas virzienu un kuras veidojas, deformējamam subglaciālajam materiālam tiekot iespiestam tuneļos, kuri attīstās aiz atsevišķiem, stingriem šķēršļiem ledāja gultnē". Tādējādi flūtingi nav ne nogulumu erozijas, ne akumulācijas rezultāts, bet gan veidojas ledājam deformējot tā gultnē agrāk noguldīto materiālu (ibid.). Jāpiebilst, ka daudziem flūtingiem nav raksturīgi fiziski šķēršļi (pamatiežu izciļņi, laukakmeņi un to grupas) to proksimālajā daļā, tādēļ C.D. Klārks (Clark, 2010) pieņem, ka flūtingi tāpat kā drumlini var būt veidojušies saistītas ledāja un nogulumu plūsmas nestabilitātes rezultātā. Šādā veidā laukakmeņi var dažviet sekmēt flūtingu attīstību, bet tas nav obligāti nepieciešams nosacījums (ibid.).

Tā kā flūtingi ir atklāti pie daudziem mūsdienu ledājiem, tai skaitā pie tādiem, kuriem nav raksturīgi ledus uzplūdi (Boulton, 1976; Evans, Rea, 2003; Evans et al., 2010; Evans, 2011), tos nevar asociēt ekskluzīvi tikai ar veidošanos zem pulsējošiem ledājiem, tomēr pie šādiem ledājiem ir konstatēti salīdzinoši garāki flūtingi, nekā pie ledājiem, kuriem nav raksturīgi periodiski uzplūdi (Evans, Rea, 2003). Tādējādi izteikti garu flūtingu kopums, kuru garums pārsniedz pat 1 km, liecina par to veidošanos viena sērdža laikā pie salīdzinoši konstanta bazālā ūdens spiediena, ledāja–gultnes sasaistes līmeņa un nogulumu bīdes pretestības (ibid.).

Lielizmēra glaciālie lineamenti, kuri ir atklāti gan seno pleistocēna ledāju lielplūsmu gultnēs (Clark, 1993; Ó Cofaigh et al., 2008; Davies et al., 2012; Livingstone et al., 2012; Ó Cofaigh et al., 2013; Stokes et al., 2013b; Spagnolo et al., 2014), gan zem aktīvām mūsdienu ledus lielplūsmām Antarktikā (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009; Smith et al., 2007; 2012), nenoliedzami veidojas saistībā ar ātru ledus plūsmu. Tomēr, neskatoties uz to, lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanās teorijas ir diezgan atšķirīgas. Tās ir apkopojis C. R. Stouks u. c. (Stokes et al., 2013b), un ir vismaz piecas teorijas par šada tipa ledāja gultnes formu rašanos:

1. zemledāja morēnas nogulumu deformācija un novājināšanās ledus plūsmas virzienā (Clark, 1993);
2. katastrofiski zemledāja plūdi (Shaw et al., 2000; 2008);
3. zemledāja gultnes izvagošana (angļu val. – *groove-ploughing*) ar nelīdzenumiem ledāja bazālajā daļā jeb, tā saucamajiem, ledus ķīļiem (Clark et al., 2003);
4. spirālveida plūsmas bazālajā ledū (Schoof, Clarke, 2008);
5. ūdens plūsmu nestabilitāte bazālajā hidrauliskajā sistēmā (Fowler, 2010a).

Kā norāda A.C. Fovlera (Fowler, 2010a), plāna ūdens plēve ledāja un tā gultnes nogulumu kontaktzonā ir nestabila un nespēj nodrošināt ūdens noteci un nogulumu pārvietošanu. Tādēļ ir ticami, ka ūdens zem ledāja pārvietosies straumju veidā, un starp tām veidosies glaciālie lineamenti, šīm straumēm erodējot nogulumus. Tomēr A.C. Fovlera (ibid.) modelis nespēj radīt trīsdimensionālas nestabilitātes, bet tas ir izdevies jaunākā lielizmēra glaciālo lineamentu un pārējo subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās matemātiskajā modelī, kurš pamatojas uz nestabilitāti, kas rodas saistītas ledāja, zemledāja kušanas ūdens un zemledāja nogulumu plūsmas rezultātā (Fowler, Chapwanya, 2014). Izstrādātajā modelī ir iekļauta pilnībā integrēta ūdens sistēma (kā plāna ūdens plēve, ūdens plūsma straumēs un savienotos dobumos), un tas ļauj paredzēt subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos, sākot ar rievotajām morēnām, beidzot ar drumliniem un lielizmēra glaciālajiem lineamentiem (ibid.).

Rievotās morēnas ir viena no būtiskākajām liecībām par pagātnes segledāju dinamiku, glacioloģisko režīmu un gultnes termālajiem apstākļiem deglaciācijas laikā, tādēļ to izplatībai un veidošanās apstākļiem ir jāpievērš tāda pati uzmanība kā plūdlīnijas subglaciālajām gultnes reljefa formām. Rievoto morēnu veidošanās teorijas ir dažādas un reizēm salīdzinoši atšķirīgas. Vienā no nozīmīgākajām teorijām rievoto morēnu veidošanās tiek saistīta ar auksti un silti bāzēta ledus zonas migrāciju stiepes plūsmas apstākļos (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999). Savukārt citā pētījumā ir uzsvērta rievoto morēnu attīstība saistībā ar lokālu auksti bāzēta ledus apgabalu veidošanos ledāja gultnē, kur eksistēja kompresijas plūsmas apstākļi (Stokes et al., 2006, 2008). Pamatojoties uz nestabilitātes teoriju, kas paredz arī spontānu plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos (Stokes et al., 2013a), ir izstrādāti skaitliski modeļi, kuri ļauj izskaidrot rievoto morēnu veidošanos dabiskas nestabilitātes dēļ, kas rodas no saistītas ledāja un morēnas nogulumu plūsmas (Dunlop et al., 2008; Chapwanya et al., 2011; Fowler, Chapwanya, 2014). Skaitlisks modelis, kurš tiek dēvēts par gultnes rievošanās nestabilitātes izskaidrojumu (angļu val. – *Bed Ribbing Instability Explanation*), paredz, ka sīkas perturbācijas zemledāja nogulumos attīstās par rievotajām morēnām ar noteiktu viļņa garumu jeb attālumu starp tām (Dunlop et al., 2008).

Atšķirīgi viedokļi ir pausti attiecībā pret bazālajiem apstākļiem, kādos veidojas rievotās morēnas. Lai gan daudzi pētnieki uzsver auksti bāzēta ledus nepieciešamību (Hättestrand, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Sarala, 2006, 2007). M.S. Trommelens u. c. (Trommelen et al., 2014) auksti bāzēta ledus apstākļus attiecina uz rievoto morēnu saglabāšanos nevis veidošanos. Citi autori (Chapwanya et al., 2011 uzskata, ka rievotās

morēnas veidojas silti bāzēta ledus apstākļos. Attiecībā uz pētījumiem Antarktikā, kur ir atklātas lielizmēra rievotās morēnas, to veidošanās tiek skaidrota ar lēni plūstošu ledāju (Klages et al., 2013).

Pamatojoties uz pētījumiem Zviedrijā (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999; Hättestrand, Kleman, 1999), ir attīstīta ideja, ka rievotās morēnas veidojas sākotnēji sasaluša morēnas nogulumu slāņa saplaisāšanas, sašķelšanas un atkušanas rezultātā stiepes plūsmas apstākļos, kad notiek pakāpeniska gultnes atkušana virzienā no ledāja malas. Kad tiek pārsniegta morēnas nogulumu stiepes noturība, tie saplaisā, tiek transportēti un deformēti, veidojot rievoto morēnu grēdas. Šajā sakarā gan ir jāpiemin, ka minēto rievoto morēnu veidošanās teoriju ir kritizējuši daudzi citi autori (Dunlop, Clark, 2006; Möller, 2006). Pretēji uzskati ir pausti attiecībā uz Dienvidnorvēģijas ledāja reljefa formu pētījumiem (Sollid, Sorbel, 1994). Šajos pētījumos ir noskaidrots, ka rievotās morēnas veidojas reljefa pazemінājumos, kuros notiek pakāpeniska ledāja piesalšana gultnei sakarā ar pazemінājumos koncentrētā zemledāja ūdens sasalšanu, kamēr augstākos ledāja gultnes apgabalos ledājs ir auksti bāzēts.

Rievotās morēnas var veidoties arī kompresijas plūsmas apstākļos (Bouchard, 1989; Stokes et al., 2006, 2008). Piemēram, Dubounta ledus plūsmas gultnē, Kanādā, tās veidojās lokālos zemledāja gultnes apgabalos, kur notika tās sasalšana ledus plūsmas aprimšanas laikā vai uzreiz pēc tās, stiepes plūsmai nomainoties uz kompresijas plūsmu (Stokes et al., 2006, 2008). Ledāja gultnē veidojās lokāli auksti bāzēta ledus apgabali, kas bremzēja ledus plūsmu. Pirms šiem apgabaliem ledāja plūsmas virzienā notika uzbīdījumu veidošanās, ledājam periodiski sakabinoties un atkabinoties no tā gultnes (ibid.).

Citās rievoto morēnu veidošanās teorijās ir uzsvērta to veidošanās no iepriekš izveidotām reljefa formām, kuras secīgas ledāja aktivitātes rezultātā tiek pārveidotas (Lundqvist, 1997; Möller, 2006). Tādējādi rievotās morēnas veidojas divpakāpju procesā, pirmajā etapā notiekot nogulumu uzkrāšanai un reljefa formu veidošanai, kuras tiek pārveidotas par rievotajām morēnām otrajā etapā (Lundqvist, 1997). P. Mollers (Möller, 2006) atzīmē, ka rievoto morēnu veidošanās notiek, ledāja reaktivizācijas laikā transformējot stagnanta ledus apstākļos veidotās reljefa formas. Atsevišķos gadījumos rievotās morēnas var veidoties arī no drumliniem, mainoties ledus plūsmas virzienam (Boulton, 1987).

3. MATERIĀLI UN METODES

Pētījums ir balstīts uz oriģināliem datiem, kas ir lielākoties iegūti pēdējo četru gadu laikā, veicot lauka pētījumus, kartogrāfiskā un citu iegūto materiālu apstrādi un telpisko analīzi, kā arī apzinot un izvērtējot agrāko ģeoloģiski ģeomorfoloģisko pētījumu rezultātus. Iegūtie dati tika izmantoti, lai noskaidrotu subglaciālo reljefa formu izplatību, morfoloģiskās un iekšējās uzbūves īpatnības, un veiktu Zemgales ledus loba paleoglacioloģisko apstākļu rekonstrukciju. Darba izstrādes gaitā tika veikti kamerālie un lauka pētījumi. Kamerālie pētījumi ietvēra zinātniskās literatūras studijas, agrāk veikto pētījumu datu apkopošanu, kartogrāfiskā materiāla analīzi un izveidi, subglaciālo reljefa formu datu bāzes izveidi, lauka darbos ievākto materiālu analīzi, apstrādi un interpretāciju. Lauka pētījumos galvenokārt ietilpa reljefa formu iekšējās uzbūves pētījumi, kas aptvēra atsegumu attīrīšanu un dokumentāciju, struktūrģeoloģisko elementu uzmērīšanu, smilts paraugu noņemšanu datēšanai ar OSL metodi.

3.1. Kamerālie pētījumi

Ģeoloģiskā pamatinformācija par pētījumu teritorijas nogulumiem un reljefa formām tika iegūta no Valsts ģeoloģijas fonda materiāliem – ģeoloģiskajām kartēm, derīgo izrakteņu atradņu pārskatiem, ģeoloģisko urbumu datubāzes (LVĢMC DB "Urbumi"; Takčidi, 1999), kā arī no kartogrāfiskā materiāla, kas ir pieejams LU ĢZZF ģeotelpisko datu servisā (http://kartes.geo.lu.lv). Lai veiktu pētījumu teritorijas ģeoloģiskās uzbūves analīzi, tika izmantoti padomju laikā veiktās mērogā 1:200 000 ģeoloģiskās kartēšanas materiāli (Gavrilova u. c., 1962; Mironovs u. c., 1962), mēroga 1:500 000 ģeomorfoloģiskā karte (Juškevičs u. c., 1981), kā arī nepublicētās mēroga 1:50 000 kvartāra nogulumu un ģeomorfoloģiskās kartes Saldus un Bauskas lapas (Ginters, 1975; Ginters, Taņiševs, 1975; Sluka, 1980). No atjaunotajām mēroga 1:200 000 ģeoloģiskajām kartēm tika izmantotas kvartāra virsas nogulumu kartes (Juškevičs, 2000b, 2001b; Meirons, 2002b) un pirmskvartāra ģeoloģiskās kartes (Pomeranceva, Brangulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b), mēroga 1:500 000 zemkvartāra virsmas reljefa kartes (Juškevičs, 2000c; Juškevičs, Burlakovs, 2001; Meirons, Goldfarbs, 2002), kā arī zemkvartāra virsmas reljefa modelis (Popovs u. c., 2013). Diemžēl mēroga 1:50 000 ģeoloģiskās kartes nav pieejamas LU ĢZZF karšu servisā, jo to papīra formāta kvalitāte nav piemērota šo karšu korektai digitālai ģeotelpiskai piesaistei, tādēļ šīs kartes tika izmantotas tikai papīra formātā.

Lai iegūtu informāciju par Ziemeļlietuvu, tika izmantotas Lietuvas Ģeoloģijas dienesta izdotās mēroga 1:200 000 kvartāra nogulumu (Guobytė, 1998) un ģeomorfoloģiskās (Guobytė, 2001) kartes. Darba vajadzībām tika arī izmantota VĢD mēroga 1:200 000 kvartāra nogulumu karšu mozaīka Latvijas un Lietuvas teritorijai kura ir pieejama digitālā vektordatu mērogā. Informācija par agrākajiem pētījumiem Viduslatvijas zemienē tika iegūta, galvenokārt iepazīstoties ar literatūras materiāliem no Zemes un vides zinātņu bibliotēkas, kā arī no Valsts ģeoloģijas fonda. Starptautiskās zinātniskās publikācijas tika iegūtas galvenokārt no *ScienceDirect* publikāciju datu bāzes.

Ledāja reljefa formas tika identificētas un digitizētas pēc LU ĢZZF karšu servisā pieejamajām bijušās PSRS armijas Ģenerālštāba mēroga 1:10 000 un 1:25 000 topogrāfiskajām kartēm (TOPO 10K PSRS, TOPO 25K PSRS) un dažādas izšķirtspējas digitālajiem virsmas modeļiem. Digitālais virsmas modelis ar šūnas izmēru 5×5 m tika izmantots Ziemeļlietuvas teritorijai. Virsmas modeli no LIDAR lāzerskenēšanas datiem izveidoja Vitauts Minkevičš (Vytautas Minkevičius) no Lietuvas Ģeoloģijas dienesta. Latvijā atsevišķās teritorijās tika izmantoti SIA Metrum no LIDAR lāzerskenēšanas datiem

sagatavotie virsmas modeļi ar šūnas izmēru 2×2 m. No virsmas modeļiem tika izveidoti noēnojuma attēli, izmantojot *ArcGIS Spatial Analyst* paplašinājuma rīku *Hillshade*. Šiem attēliem to labākai vizualizācijai tika piešķirta krāsu skala, izmantojot rīku *Image Analysis*.

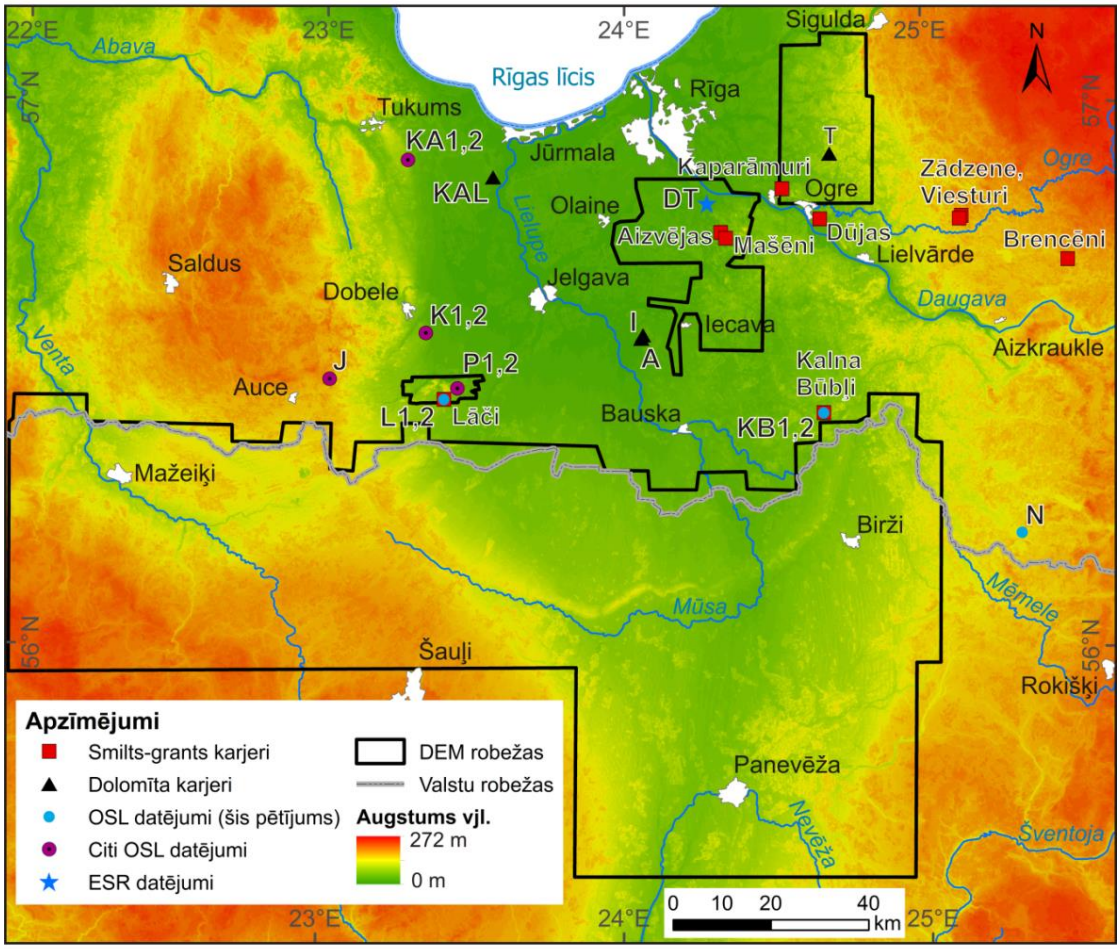
Vispārējai informācijai un pārskata karšu sagatavošanai tika arī izmantots Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūras (LĢIA) sagatavotais Latvijas reljefa modelis (http://karte.lgia.gov.lv/kartes.html) un *NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* digitālā augstuma modeļa trešā versija ar 30×30 m šūnas izmēru, kurš ir pieejams http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/. Lai sagatavotu kvartāra nogulumu biezuma karti, tika izmantots *ArcGIS Spatial Analyst* paplašinājuma rīks *Map Algebra*, ar kura palīdzību tika veiktas kalkulācijas no subkvartārās virsmas modeļa (Konrāds u. c., 2013) un *SRTM* augstuma modeļa. Rezultātā iegūts jauns rastra attēls ar kvartāra nogulumu biezuma attainojumu. Darbā tika izmantotas V. Zelča u. c. (Zelčs et al., 2011) rekonstruētās ledāja malas veidojumu joslas, kuras tika modificētas pēc lielmēroga topogrāfiskajām kartēm un augstas izšķirtspējas reljefa modeļiem. Viduslietuvas oscilācijas fāzes malas veidojumu joslas attēlošanai Lietuvas teritorijā tika izmantotas lietuviešu pētnieku rekonstrukcijas (Guobytė, Satkūnas, 2011), kuras tika precizētas pēc *SRTM* augstuma modeļa un citiem materiāliem. Reljefa formu lokālie nosaukumi tika precizēti pēc LU ĢZZF karšu servisa kartēm un Latvijas dabas enciklopēdijas materiāliem. Kartogrāfiskajām pamatnēm tika izmantoti arī ĢIS Latvija 10.0 vektordati (SIA Envirotech, 2011).

Viss kartogrāfiskais materiāls tika izstrādāts, izmantojot *ESRI ArcGIS for Desktop 10* programmas aplikācijas *ArcMap* un *ArcCatalog*. Kopumā tika identificētas un digitizētas aptuveni 6600 subglaciālo reljefa formu kontūras, kuras veido ĢIS datubāzi. Iegūtie poligoni tika arī konvertēti par līnijām, kurām automātiski tiek aprēķināts arī to garums un orientācija. Lai to paveiktu tika izmantots paplašinājums brīvpieejas *Longest Straight Line, v. 1.3a* (pieejams http://www.jennessent.com/arcview/longest_lines.htm), ar kura palīdzību poligona iekšpusē tiek izvilkta garākā iespējamā līnija. Līnijas garums tika pieņemts kā drumlina garums, ņemot vērā to, ka drumlinu forma lielākoties līdzinās elipsei (Spagnolo et al., 2010, 2011). Reljefa formu perimetrs un laukums tika iegūts automātiski ar ĢIS rīkiem, un tas tika izmantots turpmākiem garuma un platuma aprēķiniem. Tādējādi drumlinu platums un arī garums tika aprēķināts automātiski, izmantojot Eilera vienādojumu, vadoties pēc C. D. Klārka un citu (Clark et al., 2009) metodes. No platuma un garuma parametriem tika izrēķināts linearitātes koeficients. Iegūtie morfometriskie rādītāji tika salīdzināti ar literatūrā pieejamajiem jaunākajiem drumlinu morfometrijas datiem. Digitālie reljefa modeļi tika izmantoti automātiskai ģeomorfoloģisko profilu izveidei *ArcMap 10* vidē. Šāda veida profili ļauj analizēt reljefa augstuma atšķirības.

Jaunizveidotajā ĢIS datubāzē tika apvienota punktveida, līnijveida un poligonveida vektordatu un rastra datu informācija. Tika izveidotas šādas datu kopas: subglaciālo reljefa formu kontūras un garenasis (datubāzē iekļauti arī dažādi morfometriskie parametri); marginālo reljefa formu kontūras, karjeri; nogulumu OSL datējumu vietas; ledāja oscilācijas fāžu malas veidojumu joslas; reljefs horizontālēs (digitizētas pēc 1:10 000 mēroga topogrāfiskajām kartēm) un izveidotie reljefa modeļi; ledāja skrambu orientācija; ledāja plūsmas virzieni (rekonstruēti pēc subglaciālo reljefa formu garenasīm, ledāja skrambām un atsevišķos gadījumos citiem identifikatoriem). Subglaciālo reljefa formu morfometriskie parametri tika importēti uz *Microsoft Office Exel* vidi, kur tika veikta šo datu analīze un izveidotas dažādas diagrammas. Lai izveidotu histogrammas, tika izmantots *Analysis ToolPak* rīks *histogramm.* Ledāja plūsmas virzieni pētījumu teritorijā tika rekonstruēti, galvenokārt izmantojot subglaciālo reljefa formu garenasu orientāciju, kā arī ledāja skrambu, morēnas makrolinearitātes un citu struktūrelementu mērījumu rezultātus. Atsevišķām vietām tika izmantoti arī citu pētījumu dati par ledāja plūsmas virzieniem (Zāns, 1935a; Zelčs u. c., 2004; Saks u. c., 2010; Markots u. c., 2012).

3.2. Lauka pētījumi

Lai noteiktu potenciālās lauka pētījumu vietas un precizētu karjeru nosaukumus, tika izmantots Latvijas Vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centra Latvijas derīgo izrakteņu atradņu reģistrs (http://www.meteo.lv/apex/f?p=117) un jaunākās ortofotokartes (Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra, 2014; ORTOFOTO 5). Lauka ekspedīciju laikā tika apsekota lielākā daļa Viduslatvijas zemienē esošo smilts, smilts–grants un dolomīta karjeru. Detāliem pētījumiem tika izvēlēti karjeri, kuri atrodas subglaciālajās reljefa formās, un kuros bija piemēroti atsegumi detāliem iekšējās uzbūves pētījumiem. Rezultātā detāli lauka pētījumi tika veikti septiņās smilts atradnēs, kuras atrodas drumlinos un rievotajās morēnās: Aizvējas, Brencēni, Kalna Būbļi, Lāču karjers, Mašēni, Viesturi – Ogres raj., Zādzene, kā arī divās smilts–grants atradnēs, kuras atrodas osos: Kaparāmuri un Dūjas (3.1. attēls).

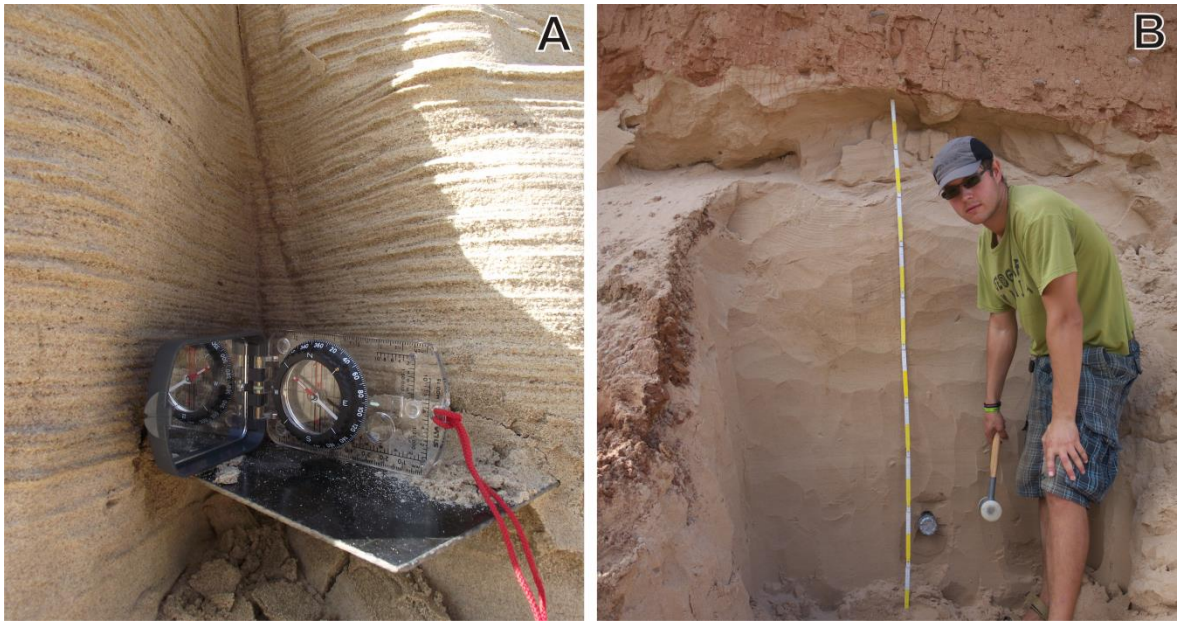


3.1. attēls. Lauka pētījumu, absolūtā vecuma datējumu paraugu ņemšanas vietu un pieejamo augstas izšķirtspējas digitālo virsmas modeļu izvietojums. Apzīmējumi: Dolomīta karjeri – KAL – Kalnciems; I – Iecava; A – Akmenscūciņas; T – Tūrkalne. Šī pētījuma laikā noņemto OSL datēšanas paraugu vietas: L1,2 – Lāči 1, 2; KB1,2 – Kalna Būbļi 1, 2; N – Nereta. Citu OSL datēšanas paraugu vietas: J – Jaundalbiņi; K1,2 – Krimūnas 1, 2; P1,2 – Pūteļi 1, 2; KA1,2 – Kažoki 1, 2. ESR datēšanas vietas: DT – Daugmales Tomēni. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantots *SRTM* virsmas modelis. Upes un pilsētas pēc GIS Latvia 10.0 datubāzes (SIA Envirotech, 2011).

Figure 3.1. Location of the fieldwork sites, sampling sites for absolute dating, and available high resolution DEMs. Legend: Dolomite quarries – KAL – Kalnciems; I –Iecava; A – Akmenscūciņas; T – Tūrkalne. Sites of OSL dating samples obtained during this work: L1,2 – Lāči 1, 2; KB1,2 – Kalna Būbļi 1, 2; N – Nereta. Sites of other OSL dating samples: J – Jaundalbiņi; K1,2 – Krimūnas 1, 2; P1,2 – Pūteļi 1, 2; KA1,2 – Kažoki 1, 2. ESR dating sites: DT – Daugmales Tomēni.Topography derived from *SRTM* DEM. Rivers and cities derived from database GIS Latvia 10.0 (SIA Envirotech, 2011).

Lauka ekspedīciju laikā tika apsekoti Remīnes, Gaitiņu, Tūrkalnes, Kalnciema, Iecavas un Akmenscūciņu dolomīta karjeri, kur tika meklētas glaciālās skrambas augšējās dolomīta slāņkopas virsmā, lai rekonstruētu lokālo ledāja plūsmas virzienu. Skrambas tika atrastas un uzmērītas pēdējos četros karjeros. Rievoto morēnu iekšējā uzbūve pētīta Kalna Būbļu karjerā, kas atrodas 4,5 km uz DA no Bārbeles, Aizvēju karjerā, kas atrodas 4 km uz ZR no Baldones un Mašēnu karjerā, kas atrodas 3,5 km uz ZR no Baldones (3.1. attēls). Drumlinu iekšējās uzbūves pētījumi veikti Lāču karjerā, kas atrodas 2 km uz DDA no Tērvetes, Brencēnu karjerā, kas atrodas 8 km uz ZZA no Kokneses, Zādzenes un Viesturu karjeros, kuri atrodas aptuveni 6 km uz DDR no Madlienas (3.1. attēls). Osu uzbūve tika pētīta Kaparāmuru karjerā, kurš atrodas 5 km uz ZR no Ogres un Dūju karjerā, kurš atrodas 5 km uz DDA no Ogres.

Lauka pētījumu vietām tika noteiktas koordinātas, izmantojot *Garmin eTrex 20* u. c. GPS uztvērējus. Lauka darbu gaitā iegūtie dati vienmēr tika fiksēti lauka grāmatiņā. Lauka darbu gaitā karjeros tika veikta karjera sienu attīrīšana, dažviet bija nepieciešami laikietilpīgi attīrīšanas darbi vairāku dienu garumā. Atsegumi tika rūpīgi sagatavoti, lai varētu veikt to fotodokumentāciju. Šim nolūkam galvenokārt tika izmantota digitālā spoguļkamera *Canon EOS 600D* ar standarta *EF-S 18-135* mm *f/3.5-5.6 IS* objektīvu. Tika fiksēti atsegumu kopskati un atsevišķas reljefa formu iekšējās uzbūves detaļas.



3.2. attēls. Lauka pētījumu piemēri. A. Smilšaino nogulumu slāņojuma mērīšana, izmantojot plāksnīti un kompasu. B. Smilts parauga ievākšana OSL datēšanai.
Figure 3.2. An examples of the fieldwork. A. Measuring of bedding of the sandy sediments. B. Sand sampling for OSL dating.

Atsegumos tika veikta nogulumu saguluma apstākļu un ģenētiskā interpretācija, kroku, slāņu kontaktu, plaisu, oļu garenasu, morēnas plātņu, ledāja skrambu uz laukakmeņiem un citu struktūrelementu orientācijas uzmērīšana, pamatojoties uz vispāratzītām glaciālo nogulumu pētījumu metodēm (Evans, Benn, 2004; Hubbard, Glasser, 2005). Mērījumu rezultāti tika vizualizēti punktveida, sektor-, un izolīniju diagrammās ar programmu *StereoNet*. Fotogrāfiju digitālā pēcapstrāde, attēlu sagatavošana un noformēšana tika veikta ar *CorelDRAW X4* programmu. Nozīmīga informācija par lokālajiem ledāja sprieguma virzieniem tika iegūta no oļu orientācijas morēnas nogulumos,

katrā mērījumu vietā uzmērot garenasu vērsumu un krituma leņķi vismaz piecdesmit oļiem (Hubbard, Glasser, 2005). Mērījumu veikšanai tika izmantots ģeoloģiskais kompass *Silva Expedition 15TDCL*. Slīpslāņojuma un citu struktūrelementu uzmērīšanai tika arī izmantota alumīnija plāksnīte (3.2. A attēls).

3.1. tabula. Pētījumā izmantotie litofāciju kodi (autora modificēti pēc Miall, 1977, 1978; Eyles et al., 1983; Wysota, 2002).
Table 3.2.1. Lithofacial codes (modified by the author after Miall, 1977, 1978; Eyles et al., 1983; Wysota, 2002).

Litofācijas kods	**Litofācijas tipa apraksts: graudu izmērs, sedimentācijas tekstūras**
D (S/F)	**Diamiktons** (daudzfrakciju nogulumi, vāji šķiroti), vidēji graudaini (smilšains, smilšaini-aleirītisks, smilšaini-mālains), smalki graudaini (aleirītisky, aleirītiski-mālaini, mālaini-smilšaini, mālaini-aleirītiski, mālaini)
Dmm	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, masīvs
Dmm(s)	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, masīvs un sīkizmēra deformācijas struktūrām
G (B/S/D)	**Grants** (2-100 mm), akmeņaina, smilšaina, diamiktonveidīga ar kompakti graudainu skeletu
Gm	Grants (2-100 mm), masīva
Gt	Grants, muldveidīgi slāņota
Gp	Grants, plakani slīpslāņota (diagonāli plakanslāņota)
S (G/F)	**Smilts** (0,1-2,0 mm), grantaina, aleirītiska/mālaina
Sm	Smilts, masīva
Sh	Smilts, horizontāli (paralēli) slāņota
Sp	Smilts, plakani slīpslāņota (diagonāli plakanslāņota)
St	Smilts, muldveidīgi slāņota
Sr	Smilts, ripsnoti slīpslāņota
Src (A)	Smilts ar A tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Src (B)	Smilts ar B tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Sl	Smilts, lēzeni slīpslāņota
Sd	Smilts ar deformētu struktūru
F (S/D)	**Aleirīts, māls** (<0,1 mm), aleirīts/māls smilšains, aleirīts/māls diamiktonveidīgs
Fm	Aleirīts, māls, masīvs
Fh	Aleirīts, māls, horizontāli slāņots
Fr	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku ripsnājumu
Frc	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku kāpjošu ripsnājumu
Frc (A)	Aleirīts smilšains, aleirīts ar A tipa smalku kāpjošu ripsnājumu
Fv	Aleirīts, māls ar slokšņu struktūru
Fd	Aleirīts, māls ar deformētu struktūru

Subglaciālās reljefa formas veidojošie nogulumi tika detāli aprakstīti arī, izmantojot litofāciju analīzi, kur īpaša uzmanība tiek pievērsta nogulumu slāņojumam, tekstūrai, sedimentācijas struktūrām un kontaktiem (Hubbard, Glasser, 2005). Litofāciju analīzes metode tika sākotnēji attīstīta, lai veidotu fluviālo fāciju modeļus (Miall, 1977, 1978), taču vēlāk arī pielāgota, lai aprakstītu glaciālā vidē uzkrājušos nogulumus (Eyles et al., 1983; Wysota, 2002). Ņemot vērā glaciofluviālo nogulumu tekstūru līdzību ar fluviālajiem nogulumiem, arī glaciofluviālie nogulumi var tikt veiksmīgi aprakstīti, izmantojot fluviālās vides pētījumu principus. Latvijā kvartāra nogulumu pētījumos litofāciju metodi ir sākts

izmantot salīdzinoši nesen un galvenokārt, lai aprakstītu fluviālo un baseina nogulumu fācijas (Krievāns, 2014; Krievāns, Rečs, 2012, 2014).

Litofācijas tika aprakstītas attīrītu atsegumu slejās, kurās tika izdalīti slāņi un veikta fotodokumentācija, lai vēlāk varētu izveidot litofāciju griezumu. Nogulumu graudu izmērs tika noteikts, izmantojot tausti un ģeoloģisko lupu ar milimetra desmitdaļu skalu pēc Latvijā pieņemtās drupiežu decimālās klasifikācijas. Mūsdienās visplašāk izmantotajā litofāciju klasifikācijā (Miall, 1977, 1978) fācijas tiek apzīmētas galvenokārt ar divu burtu kodu, no kuriem ar lielo burtu apzīmē dominējošo drupiežu daļiņu izmēru (D – diamiktons, G – grants, S – smilts, F – aleirīts un māls), savukārt ar mazo burtu apzīmē tekstūru (Piemēram, m – masīva, p – plakani slīpslāņota). Šajā pētījumā izmantotie litofāciju kodi tika pielāgoti pēc starptautiski atzītām shēmām (Miall, 1977, 1978; Eyles et al., 1983; Wysota, 2002) un latviskoti, pamatojoties uz G. Eberharda (1972b) izstrādāto pieņemto zīmju un apzīmējumu sistēmu ģeomorfoloģijā, un tie ir uzskaitīti 3.1. tabulā. Litofāciju analīze ļauj precīzāk rekonstruēt nogulumu uzkrāšanās paleovidi, kas ir šīs analīzes galvenais mērķis.

Lauka pētījumos tika izmantota arī radiolokācijas metode, lai iegūtu pilnīgāku priekšstatu par drumlinu un rievoto morēnu uzbūvi. Radiolokācijas darbiem tika izmantots LU ĢZZF fakultātē pieejamais ģeoradars *Zond 12-e* komplektācijā ar 75 MHz un 100 MHz sistēmām, ņemot vērā nogulumu uzbūves īpatnības šajās reljefa formās. Radiolokācijas profilēšana tika veikta vairākās vietās Viduslatvijas zemienē, tostarp Mašēnu karjerā, kur bija iespējams informatīvos signālus saistīt ar karjera sienās atsegto nogulumu slāņiem.

Lai varētu veikt salīdzinošu analīzi par drumlinu iekšējo uzbūvi Baltijā, tika apmeklēti arī karjeri Ziemeļlietuvā un Sādjarves drumlinu laukā (Rattas, 2004) Igaunijā. Lai iegūtu unikālu informāciju par mūsdienās veidotu drumlinu un citu reljefa formu morfoloģiju, sakārtojumu un uzbūvi, tika apmeklēts Mulajegidla izvadledājs centrālajā Islandē, un veikti lauka pētījumi, kas ietvēra atsegumu dokumentāciju, morēnā esošo oļu garenasu un uz laukakmeņiem esošo ledāja skrambu orientācijas uzmērīšanu, kā arī radiolokācijas pētījumus virs ledāja ar ģeoradaru *Zond 12-e*, izmantojot 38 MHz un 75 MHz antenu sistēmas (Lamsters u. c., 2015). Islandē veikto pētījumu rezultāti ir izmantoti šī darba diskusijas nodaļā, lai salīdzinātu Zemgales ledus loba un Mulajegidla izvadledāja veidoto subglaciālo reljefa formu sakārtojumu, morfoloģiju un uzbūvi. Pie Mulajegidla sastopamie drumlini galvenokārt ir veidojušies pašreizējā glaciālajā režīmā vairāku ledāja uzplūdu laikā un ir uzskatāmi par mūsdienu analogu pleistocēna ledus plūsmu veidotajiem drumliniem (Johnson et al., 2010; Hilmarsdóttir, 2013; Jónsson et al., 2014).

3.3. Nogulumu absolūtā vecuma noteikšana ar OSL metodi

Lai noteiktu drumlinu, rievoto un recesijas morēnu kodolos esošo smilšaino nogulumu absolūto vecumu, tie tika analizēti ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodi. OSL metode ir viena no divām galvenajām luminiscences datēšanas metodēm (otrā ir termoluminiscence), ar kuru var noteikt, kad smiltī esošie kvarca graudi pēdējo reizi ir eksponēti dienas gaismā (Hubbard, Glasser, 2005; Walker, 2005). Līdz ar to tiek iegūti dati par nogulumu pēdējās eksponēšanās laiku, kas reizēm var nesakrist ar to nogulsnēšanās laiku, ja smilts graudi netiek pietiekami izgaismoti. Atšķirībā no termoluminiscences, izmantojot OSL metodi, luminiscence netiek ierosināta ar paraugu karsēšanu, bet gan ar lāzera gaismu. Lai ar OSL metodi varētu iegūt korektus rezultātus, ir nepieciešams, lai datējamajos nogulumos būtu pilnībā dzēsta radiācijas deva, kuru paraugs ir saņēmis pirms nogulsnēšanās, un to var noteikt pēc paleodozas mērījumu histogrammas (Hubbard,

Glasser, 2005; Walker, 2005). Tā kā šim pētījumam tika ievākti tekošu ūdens straumju izgulsnētu nogulumu paraugi, to iespējamā nepilnīgā eksponēšanās varētu būt nozīmīgākā problēma, kas varētu ietekmēt to vecumu. Nepilnīgu eksponēšanos var izraisīt nogulumu ļoti strauja nogulsnēšanās, ūdens plūsmas turbulence un duļķainība (liels suspendēto sanesu piejaukums ūdenī), kā arī nogulsnēšanās nakts laikā, tādēļ ir nepieciešams rūpīgi izvērtēt paraugošanai piemērotāko nogulumu litofāciju tipus, kuriem ir vislielākais izgaismošanas potenciāls (Spencer, Owen, 2004; Thrasher et al., 2009; Lüthgens et al., 2010; Rowan et al., 2012). Piemērotākās fācijas ir tādas, kuras nogulsnējušās etapos, kad ūdens plūsmas ātrums samazinās, kā piemēram, ripsnoti slīpslāņotas un horizontāli slāņotas smiltis, kuras uzkrājušās sēru augšējās un aizmugurējās daļās vai smalkgraudaini palieņu nogulumi (Thrasher et al., 2009). Tomēr, pielietojot viena alikvota/smilts grauda analīzes metodes un atbilstošus statistiskos vecuma modeļus, ir iespējams arī atšķirt pietiekami izgaismotus graudus un lietot tos, lai noteiktu paleodozu un uzkrāšanās vecumu (ibid.).

Netraucēti smilts nogulumu paraugi tika ievākti no svaigi attīrītas atseguma sienas, izmantojot *Eijkelkamp Sampler Set for Hard Soils* paraugošanas komplektu, lai nodrošinātu optimālas kvalitātes prasības. Paraugi uzreiz tika ievietoti PVC caurulēs ar noslēgtu galu, lai tie netiktu apgaismoti (3.2. B attēls). Virs un zem paraugošanas vietām tika ievākti arī papildus paraugi citu analīžu veikšanai, tādu kā granulometriskā sastāva un dabiskās radioaktivitātes noteikšanai. Vienlaicīgi tika noteikts smilts paraugu dabiskais (*in situ*) mitrums, izmantojot grunts mitruma mērītāju *ThetaProbe.* Visām paraugošanas vietām tika fiksētas koordinātas ar GPS uztvērēju, veikta digitālā fotodokumentācija un noteikts parauga ņemšanas vietas dziļums no zemes virsmas. Šī darba ietvaros kopā tika ievākti četri paraugi. Divi paraugi tika ievākti Lāču drumlina karjerā, viens paraugs tika ievākts rievotajā morēnā, Kalna Būbļu karjerā, un viens paraugs – recesijas morēnā Neretas apkaimē. Trīs smilts paraugi tika ievākti jau autora maģistra darba izstrādes laikā Madlienas nolaidenumā un nosūtīti uz Somijas Dabas muzeja datēšanas laboratoriju Helsinkos, bet rezultāti diemžēl nav saņemti. Darba ietvaros apstrādāto un citu darbā izmantoto OSL paraugu atrašanās vietas ir parādītas 3.1. attēlā.

Visu četru šī darba izstrādes laikā ievākto smilts paraugu apstrādi, datēšanu un nepieciešamos testus veica Lundas Universitātes Ģeoloģijas departamenta pētniece, Dr. Edyta Kaļinska-Nartiša Lundas Universitātes Luminiscences laboratorijā, Zviedrijā. Paraugiem tika pielietots viena alikvota reģeneratīvās dozas (SAR) protokols (Murray, Wintle, 2000). Datēšanas procedūra tika veikta, izmantojot atlasītos kvarca graudus, taču visos gadījumos tika konstatēta arī laukšpata kontaminācija (Edyta Kaļinska-Nartiša – pers. kom.). Lai to novērstu Lāču karjera paraugiem tika pielietota *post-IR* zilās gaismas stimulācija, savukārt pārējiem paraugiem – pulsētā OSL (POSL) stimulācija. Abas atšķirīgās pieejas ir paredzētas, lai novērstu laukšpata kontamināciju. Pagaidām absolūtā vecuma rezultāti ir iegūti tikai diviem Lāču karjera paraugiem.

Nogulumu sagatavošana datēšanai un radiācijas dozas nolasīšana ir komplicēts process, turklāt vēl nepieciešams veikt dažādus testus un aprēķinus, lai gala rezultāts būtu maksimāli kvalitatīvs. Paraugu sagatavošanas gaitā (Edyta Kaļinska-Nartiša – pers. kom.) tika veikta to sijāšana, lai atlasītu 180-250 µm frakcijas graudus. Tālāk paraugi tika apstrādāti ar 10% HCl un 10% H2O2 šķīdumu, lai izšķīdinātu karbonātus un organisko materiālu. Kvarca un laukšpata graudi tika atdalīti, izmantojot speciālu, īpaši blīvu šķidrumu (LST), kura blīvums ir 2,62 g/cm^3. Atlasītie kvarca graudi tika apstrādāti ar 38% ūdeņraža fluorīdu (HF) un 10% HCl, lai novērstu iespējamo fluorīda piesārņojumu. Paraugu vidējais mitruma daudzums to uzkrāšanās laikā tika pieņemts kā 9 ± 4%, ņemot vērā lauka mērījumus un aprēķinus laboratorijas apstākļos. Lai noteiktu radiācijas dozas uzkrāšanās ātrumu, atsevišķi apakšparaugi tika 24 stundas karsēti 450 °C temperatūrā, un

mērījumi tika veikti Ziemeļu luminiscences datēšanas laboratorijā Risø, Dānijā, izmantojot gamma spektrometru. Paraugi saturēja tādus radioaktīvos izotopus, kā U-238, Ra-226, Th-232 un K-40, kuru jonizētā radiācija tika uzkrāta kvarca graudu kristāliskā režģa slazdos.

Uzkrātās radiācijas doza tika mērīta ar *Risø TL/OSL lasītāju DA-20'* Lundas laboratorijā, un ekvivalentā doza tika aprēķināta ar *Risø Analyst 4.10* programmu. Pamatojoties uz SAR protokolu dozas mērījumi tika veikti 24 alikvotiem no katra parauga, lai iegūtu korektus rezultātus ar samazinātu kļūdu. Jāpiebilst, ka kopumā apstrādāto alikvotu skaits bija krietni lielāks, jo daļa tika atzīti par nederīgiem dozas mērījumiem – tie neizturēja, tā saucamos dozas atjaunošanās testus (Edyta Kaļinska-Nartiša – pers. kom.).

Šajā darbā tika izmantoti arī OSL datēšanas rezultāti no Jaundalbiņu, Krimūnu un Pūteļu karjeru nogulumiem. Paraugi tika apstrādāti Helsinku Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratorijā (Oinonen, Eskola, 2009). Uzkrātās radiācijas doza paraugiem tika nolasīta, izmantojot *Risø TL-DA-12* nolasītāju, un pamatojoties uz SAR protokolu (Murray, Wintle, 2000). Beta radiācijas dozas uzkrāšanās ātrums tika noteikts, izmantojot *Risø GM-25-5* beta skaitītāju, vai arī aprēķināts, pielietojot eksperimentāli noteiktās attiecības no agrāk iegūtajiem dozas uzkrāšanās ātruma un gamma/beta spektroskopijas datiem (Oinonen, Eskola, 2009). Jāpiebilst, ka šo paraugu OSL datēšanā, kas ir veikta Helsinku laboratorijā, ir izmantots mazāks alikvotu skaits, kas turklāt ne vienmēr ir tiek norādīts laboratorijas atskaitēs, tāpat kā kvarca graudu skaits vienā alikvotā (ibid.). Tas, iespējams, izskaidro atsevišķu no Helsinku laboratorijas iegūto datējumu lielo vecuma izkliedi un kļūdas. Nepietiekamā laboratorijas sniegtā informācija arī neļauj pietiekami novērtēt datējumu ticamību un paleodozu izkliedes cēloņus.

4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA

Disertācijā ietvertie rezultāti tika iegūti, veicot detālu subglaciālo reljefa formu kartēšanu, to izkārtojuma un morfoloģijas analīzi, kā arī iekšējās uzbūves pētījumus. Tie atspoguļo Fenoskandijas ledus vairoga Zemgales ledus loba gultnes reljefu, tā veidošanās un transformācijas īpatnības, kā arī ledus loba dinamiku vēlā Vislas apledojuma degradācijas laikā. Galvenie rezultāti par subglaciālo reljefa formu izkārtojumu un morfoloģiju ir apkopti 4.1. apakšnodaļā, bet lauka ģeoloģisko pētījumu un OSL datēšanas rezultāti un interpretācija ir sniegta 4.2. apakšnodaļā. Iegūtie rezultāti būtiski papildina izpratni par Zemgales ledus loba uzvirzīšanās un atkāpšanās gaitu, saistību ar ledāja malas veidojumu joslām, reljefa veidošanos un vēlā pleistocēna nogulumu uzkrāšanās laiku.

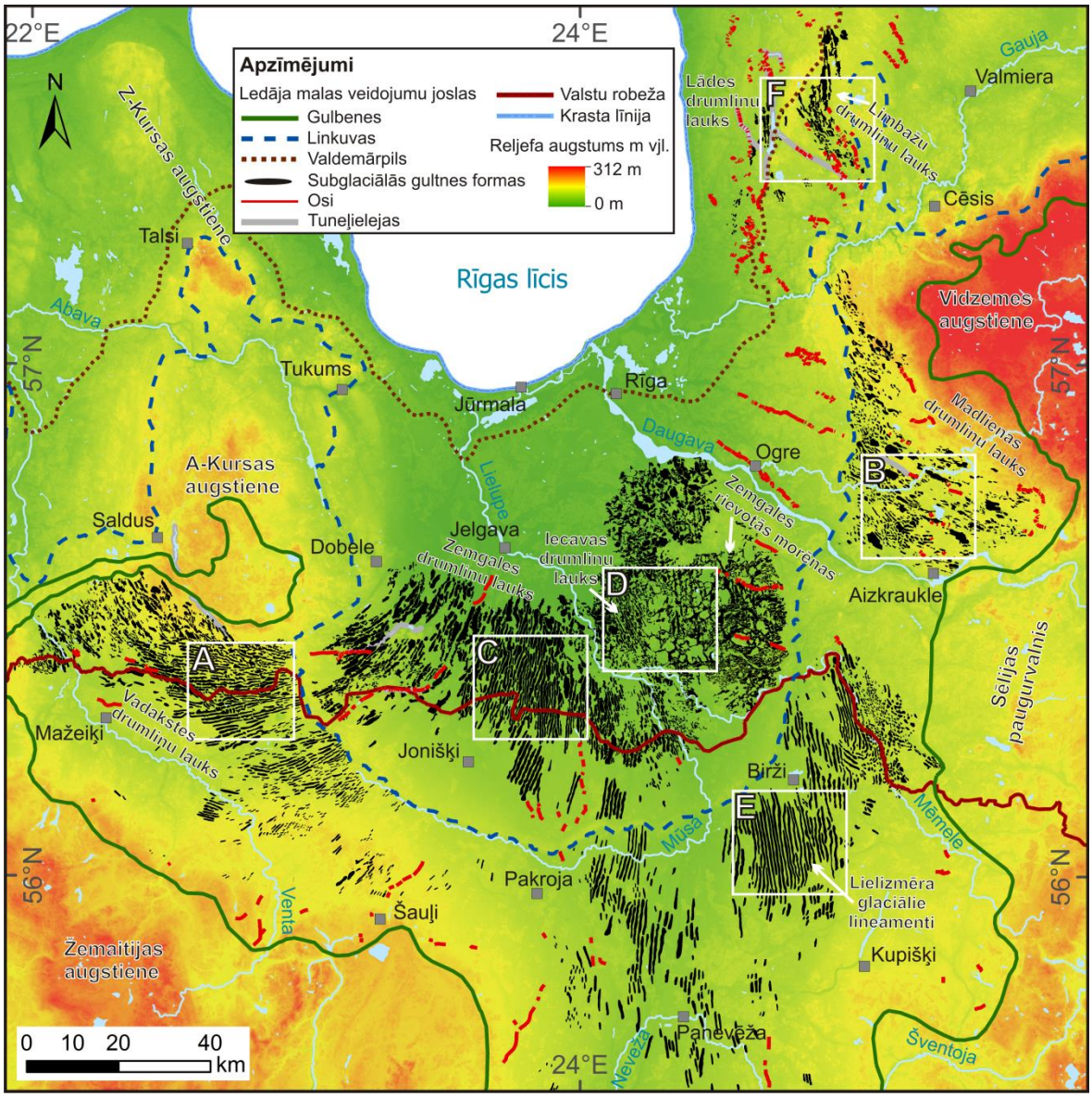
4.1. Zemgales ledus loba subglaciālā reljefa formu sistēmas, izkārtojums un morfoloģija

Subglaciālo reljefa formu izkārtojums Viduslatvijas zemienē un Viduslietuvas zemienes ziemeļu daļas līdzenumos ir parādīts 4.1. attēlā. Tajā labi izdalās galvenās Zemgales ledus loba subglaciālā reljefa sistēmas, kuras savstarpēji atšķiras pēc to garenasu orientācijas attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu. Plūdlīnijas reljefa formas stiepjas paralēli ledus plūsmai. Šajā kopā ietilpst drumlini, megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti. Otru kopu veido šķērseniski ledus plūsmai orientētas grēdas un vaļņi, kas zinātniskajā literatūrā (Benn, Evans, 2010) ir pazīstamas galvenokārt kā rievotās morēnas. Ņemot vērā subglaciālo reljefa formu izkārtojumu un morfoloģiju, ir iespējams izķirt četras subglaciālā reljefa sistēmas. Pirmajā sistēmā ietilpst subglaciālās reljefa formas, kuras atrodas Ziemeļietuvas līdzenumu, Vadakstes un daļēji Taurkalnes līdzenumu teritorijā starp Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas ledāja malas veidojumu joslām, savukārt otro sistēmu veido reljefa formas Madlienas nolaidenumā (4.1. attēls). Trešajā reljefa sistēmā ietilpst Viduslatvijas zemienes centrālā daļa proksimāli no Ziemeļlietuvas ledāja malas veidojumu joslas, bet ceturtajā sistēmā – Metsepoles un blakusesošā Limbažu viļņotā līdzenuma reljefa formas (4.2. attēls).

Drumlini un rievotās morēnas veido atsevišķus to izplatības laukus vai nelielākus areālus. To novietojums attiecībā pret ledāja malas veidojumu joslām liecina, ka Vadakstes, Madlienas un Ziemeļlietuvā esošie drumlinu lauki un lielizmēra glaciālo lineamentu areāls distālā virzienā no Linkuvas gala morēnas ir radušies oscilācijas fāzes laikā, kuras ledāja malas galējo izplatību fiksē Viduslietuvas marginālo veidojumu josla. Savukārt Zemgales, Iecavas un Limbažu drumlinu lauki ir radušies Ziemeļlietuvas oscilācijas fāzes, bet Zemgales rievotās morēnas šīs fāzes deglaciācijas laikā. Pirmajai reljefa sistēmai raksturīga vislielākā subglaciālo plūdlīnijas formu jeb glaciālo lineamentu garenasu izkliede, ko noteica Zemgales ledus loba plūsmas izteiktā diverģence Viduslietuvas oscilācijas fāzes laikā. Ziemeļlietuvas līdzenumu centrālajā daļā ledus plūsma bija vērsta gandrīz meridionālā virzienā, bet apvidū starp Austrumkursas un Žemaitijas augstienēm ledus plūsmai bija raksturīga izkliede no RDR–AZA līdz pat DDA – ZZR. Viduslietuvas zemienes pazeminātajā centrālajā daļā ir izplatīti lielizmēra glaciālie lineamenti, kuri liecina par visātrāko ledus plūsmu šīs glaciālās lielformas teritorijā Viduslietuvas oscilācijas laikā. Osi pirmajā reljefa sistēmā ir izkārtoti nevienmērīgi, un osu virknes ir sasopamas reti. Ledājūdeņu noteces ielejas, iespējams arī tuneļielejas, un mūsdienu upju ielejas šķērso subglaciālās reljefa formas, vietām tās fragmentējot.

Otrā reljefa sistēma atrodas Madlienas nolaidenumā, un to galvenokārt veido Madlienas drumlinu lauks (Lamsters, 2012). Šiem drumliniem, kuri saukti arī par

krumliniem (Zelčs, 1993) to garenasu konverģentā izkārtojuma dēļ ir salīdzinoši mazāks blīvums un arī kopumā mazākās linearitātes koeficienta vērtības visā pētītajā teritorijā. Šī īpatnība visticamāk ir izskaidrojama ar ledus plūsmas bremzēšanos gar Vidzemes augstienes DR nogāzi. Drumlinu lauka distālā daļa piekļaujas atsevišķām marginālajām grēdām un valņiem, kā, piemēram, Rīteru un Sēlišķu valņiem, kuri atrodas proksimālā virzienā no morfoloģiski izteiksmīgākās gala morēnu joslas, ko veido Pļaviņu valnis. Vidzemes augstienes periferiālajā daļā drumlinus norobežo orientētais paugurgrēdu reljefs, kas tiek uzskatīts par Viduslietuvas fāzes ledāja malas veidojumiem (Āboltiņš, 1975; Straume, 1979).



4.1. attēls. Subglaciālo reljefa formu izplatība Viduslatvijas zemienē un Ziemeļlietuvas līdzenumos. Kvadrātos ierāmētie laukumi ir reljefa formu areāli, kuros detālāks reljefa formu izkārtojums ir parādīts 4.2. attēlā. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantots *SRTM* virsmas modelis. Upes un pilsētas pēc GIS Latvia 10.0 datubāzes (SIA Envirotech, 2011).

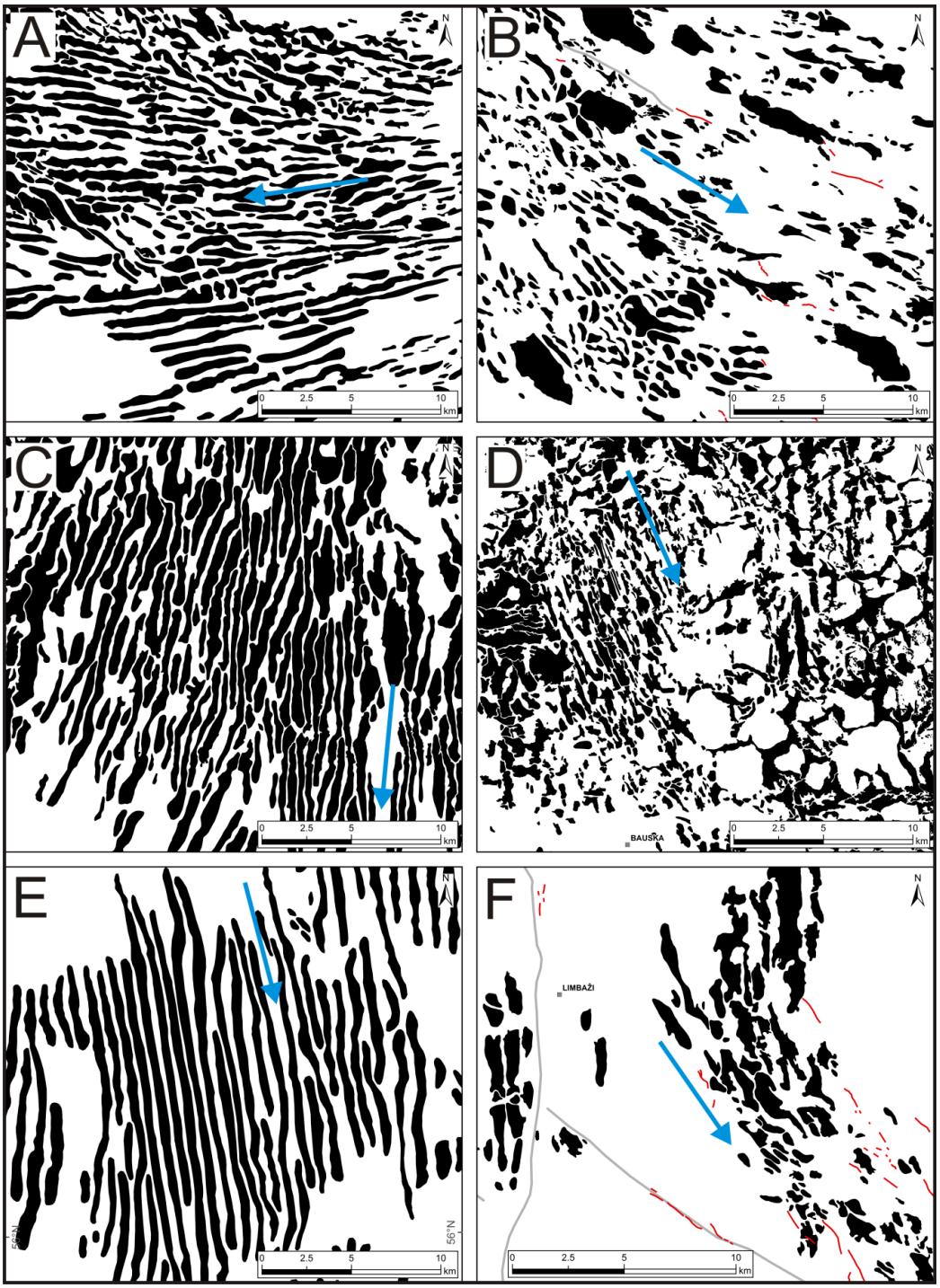
Figure 4.1. The distribution of subglacial bedforms in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian plains. See close-up areas shown by white squares in Figure 4.2. Topography derived from *SRTM* DEM. Rivers and cities derived from database GIS Latvia 10.0 (SIA Envirotech, 2011).

Trešajā reljefa sistēmā ietilpst Zemgales un Iecavas drumlinu lauki un Zemgales rievoto morēnu areāls Upmales paugurlīdzenumā. Šajā teritorijā ir raksturīga reljefa formu pārklāšanās, respektīvi, rievotās morēnas mēdz būt uzguldītas virs drumliniem. Savukārt vietām rievotās morēnas šķērso osi, kuri šajā reljefa sistēmā pārsvarā veido izteiktas osu virknes ar salīdzinoši regulāru izkārtojumu. Teritorijas Z daļā subglaciālā reljefa sistēmu pārtrauc Zemgales pieledāja baseina un Baltijas ledus ezera glaciolimniskie līdzenumi ar krasta veidojumu, iekšzemes eolo smiltāju līdzenumu iecirkņiem un kāpu reljefu. Ceturto subglaciālā reljefa sistēmu veido skaitliski nelielais Limbažu drumlinu lauks, kā arī mazāk izteikts subglaciālo gultnes reljefa formu apgabals Pabažu un Lādes apkārtnē. Šī reljefa sistēma arī atšķiras no citām ar salīdzinoši nelielā teritorijā koncentrētu tuneļieleju un osu izplatību. Līdzenumus šķērso arī vairāki frontālie veidojumi, kuri saistīti ar Ziemeļlietuvas un Valdemārpils oscilācijas fāzēm, tādējādi Metsepoles līdzenuma subglaciālās reljefa formas uzskatāmas par jaunākajām pētījumu teritorijā. Līdzenuma R daļā tās ir pārveidotas lokālo pieledāja baseinu un Baltijas ledus ezera krasta procesu rezultātā.

4.1.1. Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas

Plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu skaits minētajos drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu laukos ir atšķirīgs. Kopumā ir digitizētas aptuveni 6350 subglaciālās gultnes reljefa formas, no kurām aptuveni 4340 ir plūdlīnijas formas, savukārt pārējās formas veido Zemgales rievoto morēnu areālu, kurā iekļaujas arī drumlinveidīgas formas, kas kopā ar rievotajām morēnām nereti veido sarežģītas morfoloģijas sistēmu. Limbažu lauku veido gandrīz 100 drumlini (4.2. F attēls), Madlienas laukā sastopami 870 drumlini (4.2. B attēls). Zemgales (4.2. C attēls) un Iecavas (4.2. D attēls) laukos kopā ir aptuveni 1200 drumlinu un megaflūtingu. Šie drumlinu lauki atrodas proksimālā virzienā no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas. Vadakstes laukā kopā ir identificēti 1320 drumlini (4.2. A attēls), aptuveni puse no tiem atrodas Lietuvas teritorijā. Precīzu lielizmēra glaciālo lineamentu skaitu ir grūti pateikt, jo tie kopā ar drumliniem un megaflūtingiem veido vienu plūdlīnijas formu populāciju. Tādējādi tie pastāv līdzās, un tie nav korekti nodalāmi pēc morfometriskajiem parametriem. Izteiktākie lielizmēra glaciālie lineamenti, kuru garums pat pārsniedz 20 km atrodas uz D no Biržiem (4.2. E attēls), un to skaits ir ne vairāk kā daži desmiti. Pārējā teritorijā distālā virzienā no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas lielizmēra glaciālie lineamenti ir fragmentēti mazākos segmentos, iespējams ledājūdeņu erozijas rezultātā. Piedevām tos veido īsākas formas, kuras atbilstoši ir identificējamas kā megaflūtingi un drumlini. Taurkalnes līdzenuma D daļā Lietuvas-Latvijas robežzonā lielizmēra glaciālie lineamenti robežojas ar nelieliem drumliniem, kuri reti pārsniedz 1 km garumu, un ir vietām uzguldīti virs lielizmēra lineamentiem. Kopējais plūdlīnijas formu skaits distāli no Linkuvas gala morēnas Viduslietuvas zemienes Z un ZA daļā un Taurkalnes līdzenumā ir 780, lai gan to skaits varētu būt lielāks, jo subglaciālo gultnes reljefa formu kartēšanu šajā teritorijā apgrūtina to nelielais augstums, nereti arī ūdens straumju erozijas radītie formu pārveidojumi un orientācijas īpatnības.

Plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu izplatības likumsakarības pētījumu teritorijā ir atkarīgas ne tikai no to sākotnējā izvietojuma, bet arī no pēdējā leduslaikmeta deglaciācijas un holocēna procesu ietekmes summārā efekta. Tādējādi pētījumu teritorijas plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas vietām ir pārveidotas ledājkušanas un ārpusledāja ūdeņu erozijas, glaciolimnisko, glaciofluviālo, eolo, aluviālo un purvu nogulumu akumulācijas rezultātā. Tas ir jāņem vērā, analizējot to izplatību un morfometriskos parametrus.



4.2. attēls. Subglaciālo gultnes reljefa formu telpiskā izkārtojuma un morfoloģijas daudzveidība. Novietojumu skatīt 4.1. attēlā. Ar zilās krāsas bultām attēlots reģionālais ledāja plūsmas virziens, ar sarkanajām līnijām – osi, ar pelēkajām līnijām – tuneļielejas. A – Vadakstes drumlinu lauks; B – Madlienas drumlinu lauks; C – Zemgales drumlinu lauks; D – Iecavas drumlinu lauks un daļa no Zemgales rievoto morēnu areāls; E – lielizmēra glaciālie lineamenti Ziemeļlietuvā; F –Limbažu drumlinu lauks.

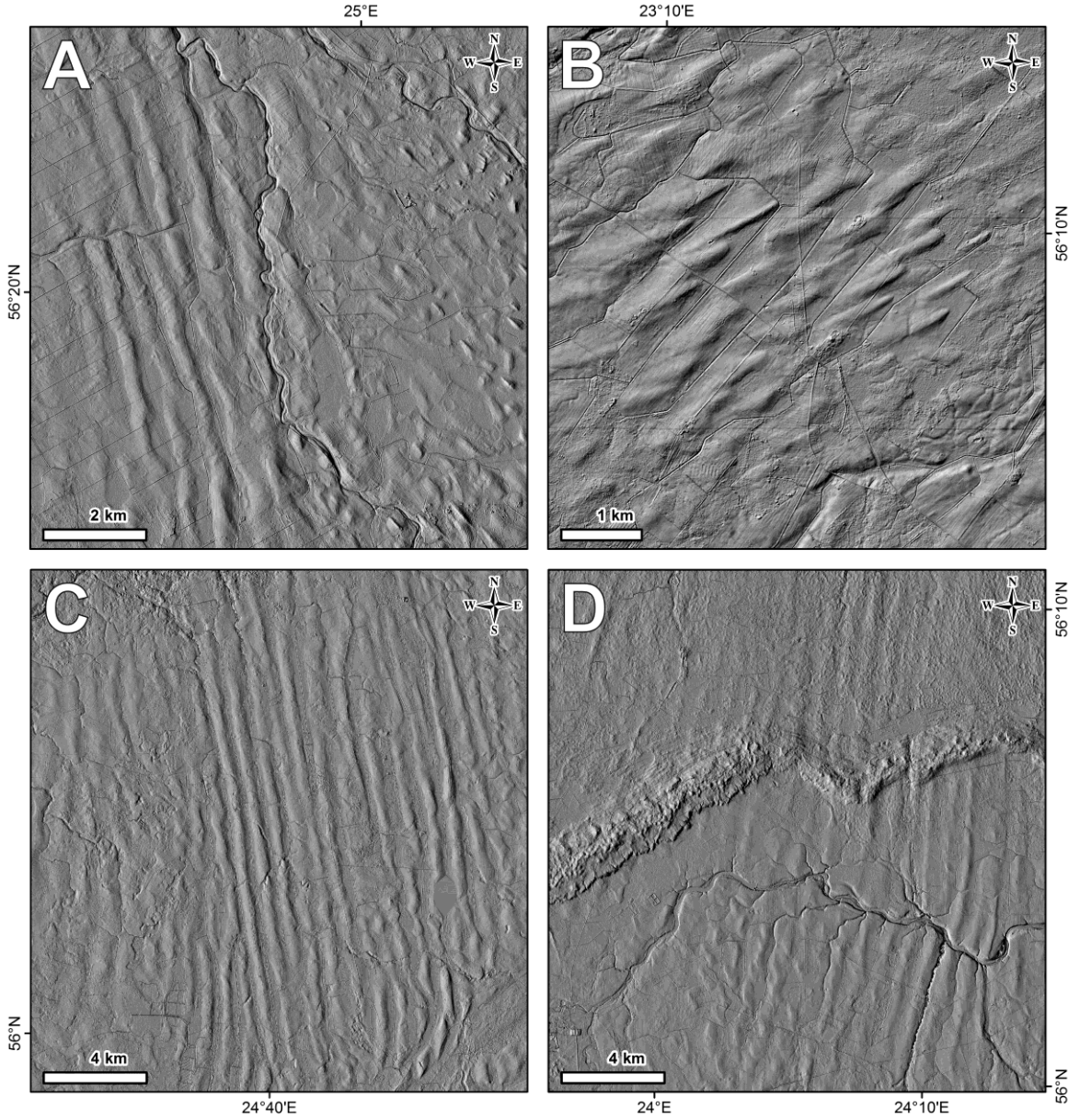
Figure 4.2. Spatial arrangement and morphology of subglacial bedforms. See locations in Figure 4.1. The ice flow regional direction is shown by blue arrows, eskers are drawn by red lines and tunnel valleys by grey lines. A – Vadakste drumlin field; B – Madliena drumlin field; C – Zemgale drumlin field; D – Iecava drumlin field and part of the Zemgale ribbed moraine area; E – MSGL in the Northern Lithuania; F –Limbaži drumlin field.

Tāpat arī nav iespējams veikt pilnvērtīgu subglaciālo gultnes reljefa formu izplatības analīzi visā Zemgales ledus loba klātajā teritorijā, jo tās Z daļu pārklāj lokālo ledāja sprostezeru, Baltijas ledus ezera un Baltijas jūras pēcleduslaikmeta stadiju nogulumi. Arī Lietuvas teritorijā iespējamās subglaciālās plūdlīnijas formas dažviet sedz lokālo sprostezeru nogulumi, piemēram, Pasvales apkārtnē, un sandru nogulumi. Viduslietuvas zemienes centrālajā un ziemeļu daļā, galvenokārt distālā virzienā no Linkuvas gala morēnas, sākot ar pēdējā apledojuma beigu posmu notika plaša ledājkušanas ūdeņu noplūšana, kā rezultātā dažviet plūdlīnijas formas, tai skaitā lielizmēra glaciālie lineamenti, ir daļēji erodēti un dezintegrēti vairākos segmentos. Tomēr arī šādā ierobežotā ledus loba gultnes daļā ir iespējams veikt dažādas ģeotelpiskas analīzes, kas var sniegt norādes par ledāja dinamiku, zemledāja termālajiem apstākļiem, plūsmas virzienu un ātrumu.

Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas Zemgales drumlinu lauka distālajā daļā var tikt uzskatītas par megaflūtingiem, jo tie ir garāki un ar lielāku linearitātes koeficientu kā pārējie drumlini. Tomēr šāds glaciālo lineamentu iedalījums nebūtu ieteicams, jo starp tiem lielākoties nepastāv krasa robeža, un dažādiem glaciālajiem lineamentiem ir raksturīga morfometrisko parametru pārklāšanās. Viduslatvijas zemienē ir novērojama arī pretēja pāreja no garākiem uz īsākiem drumliniem. Piemēram, drumlini Vadakstes laukā kļūst salīdzinoši mazāk iegareni un ir ar mazāku blīvumu lauka distālajā daļā Pampāļu paugurvaļņa tuvumā. To var izskaidrot ar lēnāku Vadakstes ledus mēles plūsmas ātrumu tās distālajā daļā, ko izraisīja ledus plūsmas apliekšanās ap Austrumkursas augstieni un pāreja uz spiedes plūsmas apstākļiem Pampāļu starplobu paugurvalnim pieguļošajā teritorijā. Šajā teritorijā nebija iespējams uzturēt tādu ledus plūsmas ātrumu kā Vadakstes drumlinu lauka centrālajā daļā.

Glaciālie lineamenti ir konstatēti proksimālā un distālā virzienā no Linkuvas gala morēnas (4.3. D attēls). Tie lineamenti, kuri atrodas proksimālā virzienā no gala morēnas, turpinās arī aiz tās, respektīvi, atrodas vienā līnijā. Šāds sakārtojums ļauj izteikt pieņēmumu, ka daļa no Viduslietuvas oscilācijas fāzē veidotajiem glaciālajiem lineamentiem netika iznīcināti nākamajā Zemgales ledus loba oscilācijas fāzē, bet gan turpinājās to veidošanās. Protams, daļa no drumlinizētā reljefa varēja tikt pārveidota, bet ne tādā mērā, lai lineamentu forma tiktu iznīcināta pilnībā. Šādai interpretācijai ir arī analogas situācijas mūsdienās, piemēram, Islandē, kur Mulajegidla izvadledāja priekšā esošie drumlini ir veidojušies vairāku uzplūdu laikā, katrā no tiem nogulsnējot morēnas slāni un daļēji erodējot iepriekšējo (Johnson et al., 2010; Jónsson et al., 2014). Būtisks jautājums ir – kādā veidā reljefa formas var saglabāties zem ledāja. C.D. Klārks (Clark, 1999) piedāvā trīs variantus – (1) saglabāšanās zem auksti bāzēta ledus; (2) zem lēni plūstoša ledus vai (3) zem ledāja, kurš deformē gultni seklā dziļumā vai arī ir atkabinājies no tās. Pirmie divi varianti nav piemēroti Zemgales lobam, jo aprakstītie apstākļi lielākoties eksistē ledus vairoga centrālajā, nevis tā malas zonā zem aktīvām ledus plūsmām un lobiem. Subglaciālās reljefa formas Zemgales loba gultnē ļauj izdarīt pieņēmumu, ka ledus lobs pārsvarā bija silti bāzēts un ātri plūstošs. Šādos apstākļos vietām varēja izpausties variants, kurā ledāja ātra kustība tiek nodrošināta seklas nogulumu deformācijas vai bazālās slīdēšanas veidā, eksistējot augstam porūdens spiedienam. Tādējādi daļa no iepriekšējās aktivizācijas laikā radītajām reljefa formām var saglabāties.

Drumlinu orientācija variē aptuveni 225° amplitūdā, jo to garenasīm ir raksturīgs izteikti diverģents sakārtojums (4.1. un 4.2. attēli), tādējādi drumlinu garenasis Vadakstes lauka distālajā daļā ir vērstas pret ZZR, bet Madlienas lauka distālajā daļā pret ADA. Ledāja reģionālais kustības virziens ir noteikts galvenokārt pēc drumlinu un pārējo glaciālo lineamentu garenasīm. Ledāja skrambu mērījumi dolomīta virsmā arī ļauj papildus izvertēt ledus plūsmas virzienu. Tūrkalnes un Akmenscūciņu dolomīta karjeros uzmērīto ledāja skrambu rezultējošais vērsuma azimuts ir attiecīgi 143° un 163°.



4.3. attēls. Glaciālo lineamentu morfoloģijas un sakārtojuma īpatnības Viduslatvijas un Viduslietuvas zemienēs. A – lielizmēra glaciālo lineamentu laterāla pāreja nelielos drumlinos Latvijas un Lietuvas pierobežas zonā; B – nelieli drumlini (RDR–AZA) uzguldīti virs lielākiem drumliniem (DR–ZA) Vadakstes drumlinu laukā, Ziemeļlietuvā; C – izteiktākie lielizmēra glaciālie lineamenti Viduslietuvas zemienes ZR daļā; D – iespaidīgākā Linkuvas gala morēnas daļa un glaciālie lineamenti tās abās pusēs. Pamatnē reljefa apēnojuma attēli no LIDAR digitālā virsmas modeļa ar 5×5 m šūnas izmēru. Ar Lietuvas Republikas Zemkopības ministrijas Nacionālā zemes dienesta un Vides ministrijas Lietuvas Ģeoloģijas dienesta atļauju.

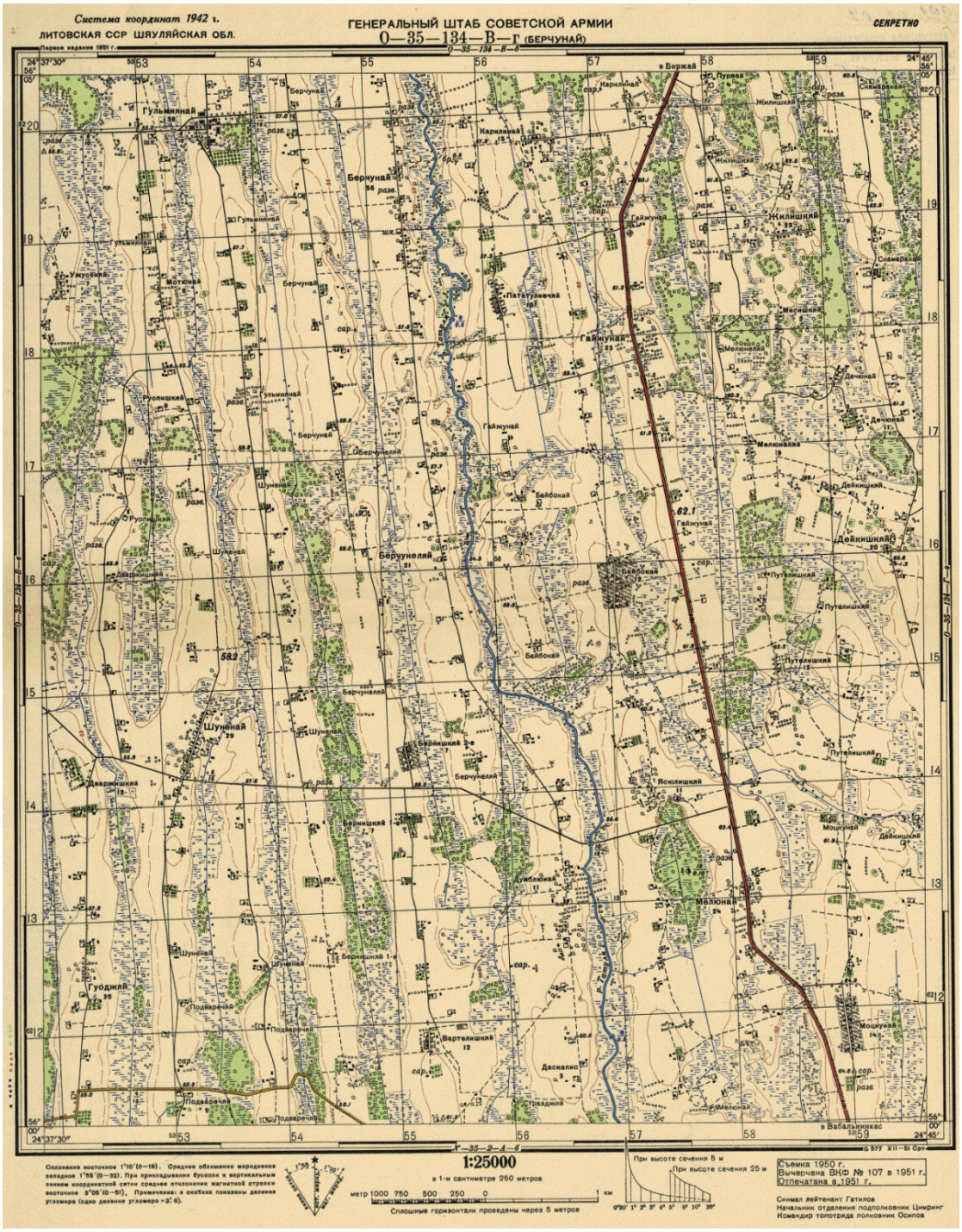
Figure 4.3. The arrangement and morphology of glacial lineations in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian plains. A – MSGL transition into the small drumlins at Lithuanian-Latvian borderland; B – Smaller drumlin (WSW-ENE) superimposed on the bigger ones (SW-NE) in the Lithuanian side of the Vadakste drumlin field; C – MSGL in the NW side of the Middle Lithuanian Plain; D – The most impressive part of the North Lithuanian marginal ridge and accompanying glacial lineations on the both sides of the ridge. Images are relief-shaded LIDAR-derived DEMs (from W and from NW in the image B). Grid size is 5×5 m. Courtesy of National Land Service under the Ministry of Agriculture of the Government of the Republic of Lithuania and Lithuanian Geological Survey under the Ministry of Environment.

Vietām Zemgales ledus loba gultnē ir novērojamas glaciālo lineamentu morfoloģijas izmaiņas laterālā virzienā. Piemēram, Viduslatvijas zemienes DA daļā Latvijas-Lietuvas robežas tuvumā ZZR-DDA virzienā vērstus lineamentus Latvijas pusē nomaina nelieli ZR-DA virzienā orientēti drumlini, kuri vietām ir arī uzguldīti uz lielākajiem glaciālajiem lineamentiem (4.3. A attēls). Šāds sakārtojums norāda uz uzguldīto drumlinu vēlāku veidošanās laiku. Līdzīga situācija ir novērojama arī Vadakstes drumlinu lauka Lietuvas pusē, kur RDR-AZA virzienā orientēti salīdzinoši mazāki drumlini ir uzguldīti virs DDR-ZZA virzienā orientētiem lielākiem glaciālajiem lineamentiem (4.3. B attēls). Šie lineamenti ir gandrīz pilnībā degradēti un sadalīti ar jaunākajiem nelielajiem drumliniem. Arī šis dažādo glaciālo lineamentu sakārtojums un orientācija norāda uz atšķirīgu ledus plūsmas virzienu to veidošanās laikā. Būtisks jautājums ir, kad ir veidojušies jaunākie un vecākie drumlini. Vai tie veidojušies vienas oscilācijas fāzes laikā, vai arī vairākās? Vai senākie drumlini ir saglabājušies no iepriekšējās oscilācijas fāzes? Drumlinu morfoloģija, orientācija un savstarpējais sakārtojums visdrīzāk liecina par to, ka šie senākie drumlini tāpat kā lielākā daļa pārējo drumlinu ir veidojušies Zemgales ledus loba pulsācijas ietekmē Viduslietuvas fāzes laikā. Jaunākie, nelielie drumlini ir izplatīti tikai atsevišķās vietās, tādēļ neliekas ticami, ka tie būtu vienīgie glaciālie lineamenti, kuri izveidojās Viduslietuvas fāzes laikā, bet pārējie drumlini izveidojās iepriekšējā fāzē. Iepriekšminētās ļauj izdarīt pieņēmumu, ka nelielie drumlini, kuri ir uzguldīti virs lielākajiem drumliniem, ir veidojušies īslaicīgas Zemgales ledus loba reaktivizācijas izsauktu ledāja uzplūdu ietekmē pašā Viduslietuvas fāzē. Iespējams, šāda reaktivizācija bija ļoti īsa un ātra, kā rezultātā dažviet izveidojās nelieli, dažus metrus augsti drumlini virs senākajiem lineamentiem, kuri netika pilnībā iznīcināti. Šāda ātra reaktivizācija vienas oscilācijas laikā gandrīz neradīja gala morēnas, nogulumu deformācija bija sekla vai arī nogulumi gandrīz netika deformēti ledāja atkabināšanās no gultnes dēļ. Atsevišķās vietās tomēr izveidojās recesijas morēnas, kā piemēram, Taurkalnes valnis Taurkalnes līdzenumā, kurš gan norāda uz vēl vēlāku ledāja malas pozīciju. Jaunizveidotajiem drumliniem ir nedaudz atšķirīga orientācija, kas ir izskaidrojama ar nelielām ledus plūsmas izmaiņām lielākas diverģences dēļ ledāja malā, kura nesniedzās tik tālu, cik ledāja mala galvenās Viduslietuvas fāzes aktivizācijas laikā. Nelielas plūsmas virziena izmaiņas varēja ietekmēt arī zemledāja topogrāfija, kuras ietekme bija lielāka oscilācijas fāzes beigās, ledum kļūstot plānākam. Minētā ledāja re-aktivizācija vienas oscilācijas fāzes ietvaros, iespējams, norāda uz ledus plūsmas pulsējošo uzvedību, kāda ir raksturīga daudziem izvadledājiem mūsdienās, piemēram, Islandē (Björnsson et al., 2003), Svalbārā un Aļaskā (Evans, Rea, 2003). Lai gan šādus ledāja uzplūdus jeb sērdžus var attiecināt uz ledus loba aktivizāciju (Evans et al., 1999) vairākās oscilācijas fāzēs, kurām ir raksturīgas vairāk vai mazāk izteiktas gala morēnas, nelielu uzplūdu laikā tās var arī neveidoties.

Viduslietuvas zemienes ZA daļā pēc LIDAR digitālā reljefa modeļa ir konstatēti glaciālie lineamenti (4.2. E un 4.3. C attēli), kuru apveids un sakārtojums atgādina lielizmēra glaciālos lineamentus, kas ir atklāti gan pleistocēna, gan mūsdienu ātru ledus plūsmu gultnēs (Clark, 1993; King et al., 2009; Stokes et al., 2013b). Šādi lineamenti tipiski ir daudz garāki par drumliniem, tie ir 8 – 70 km gari, 200 – 1300 m plati, ar 300 m līdz 5 km attālumu starp tiem (Clark, 1993). Lielizmēra glaciālo lineamentu relatīvais augstums Ziemeļlietuvā pārsvarā nepārsniedz 5 m, maksimāli sasniedz 7 m, garums ir līdz 24 km, platums vidēji mainās no 300 līdz 500 m, bet linearitātes koeficients ir līdz pat 50.

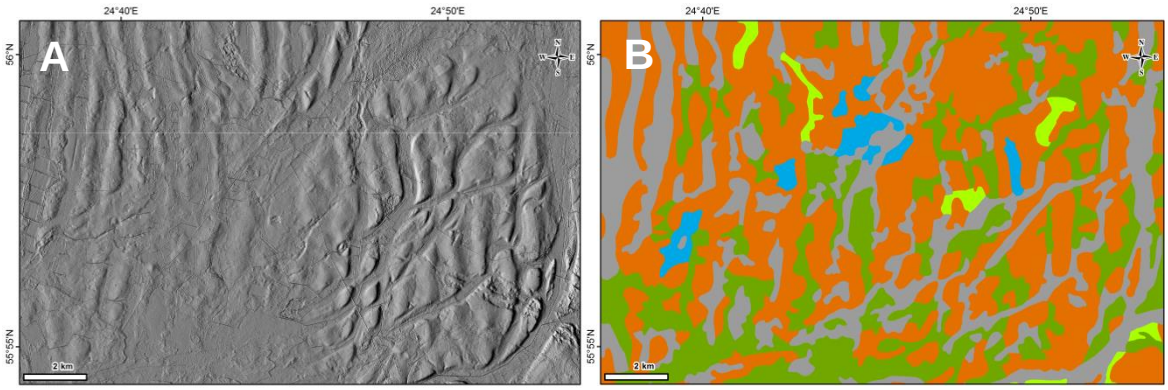
Lielizmēra glaciālie lineamenti ir ļoti izteikti teritorijā starp Biržiem un Vabalninkiem, Ziemeļlietuvā. To ievērojamā garuma dēļ lineamenti bieži vien sniedzas pat ārpus PSRS armijas Ģenerālštāba topogrāfiskās kartes mērogā 1:25 000 vienas kartes lapas (4.4. attēls). Diemžēl ne visi lielizmēra glaciālie lineamenti ir redzami mūsdienu reljefā.

Daļa no tiem ir pārklāta ar glaciolimniskajiem nogulumiem, tāpat kā drumlini Zemgales lauka Z daļā, savukārt citi ir pārveidoti ledājkušanas ūdeņu ietekmē (4.5. attēls).



4.4. attēls. Lielizmēra glaciālo lineamentu morfoloģija un sakārtojums teritorijā starp Biržiem un Vabalninkiem, Ziemeļlietuvā. PSRS armijas Ģenerālštāba 1951.g. topogrāfiskā karte mērogā 1:25 000. Izteiksmīgākie lineamenti ir vērojami R no ceļa Vabalninki–Birži. Ievērojiet, ka daži no lineamentiem pat sniedzas ārpus kartes lapas (karte pieejama https://www.geoportal.lt/map/#).

Figure 4.4. The morphology and distribution of mega-scale glacial lineaments between Biržai and Vabalninkas, NE Lithuania. Topographic map (1951) at scale 1:25 000. The most prominent lineaments are seen westwards from the Vabalninkas–Biržai road. Note that some of lineaments extend beyond the borders of the map (map is available at https://www.geoportal.lt/map/#).



4.5. attēls. Lielizmēra glaciālo lineamentu daļēja erozija ar ledājūdeņiem Ziemeļlietuvā. A. Digitālais reljefa modelis ar lielizmēra glaciālajiem lineamentiem. B. Kvartāra nogulumu kartes fragments. Apzīmējumi: pelēkā krāsā – purvu nogulumi; oranžā krāsā – glacigēnie nogulumi; zilā krāsā – glaciolimniskie nogulumi; gaiši zaļā krāsā – aluviālie nogulumi; zaļā krāsā – glaciofluviālie nogulumi. Ievērojiet kā morēnas nogulumus daudzviet pārtrauc glaciofluviālie nogulumi.

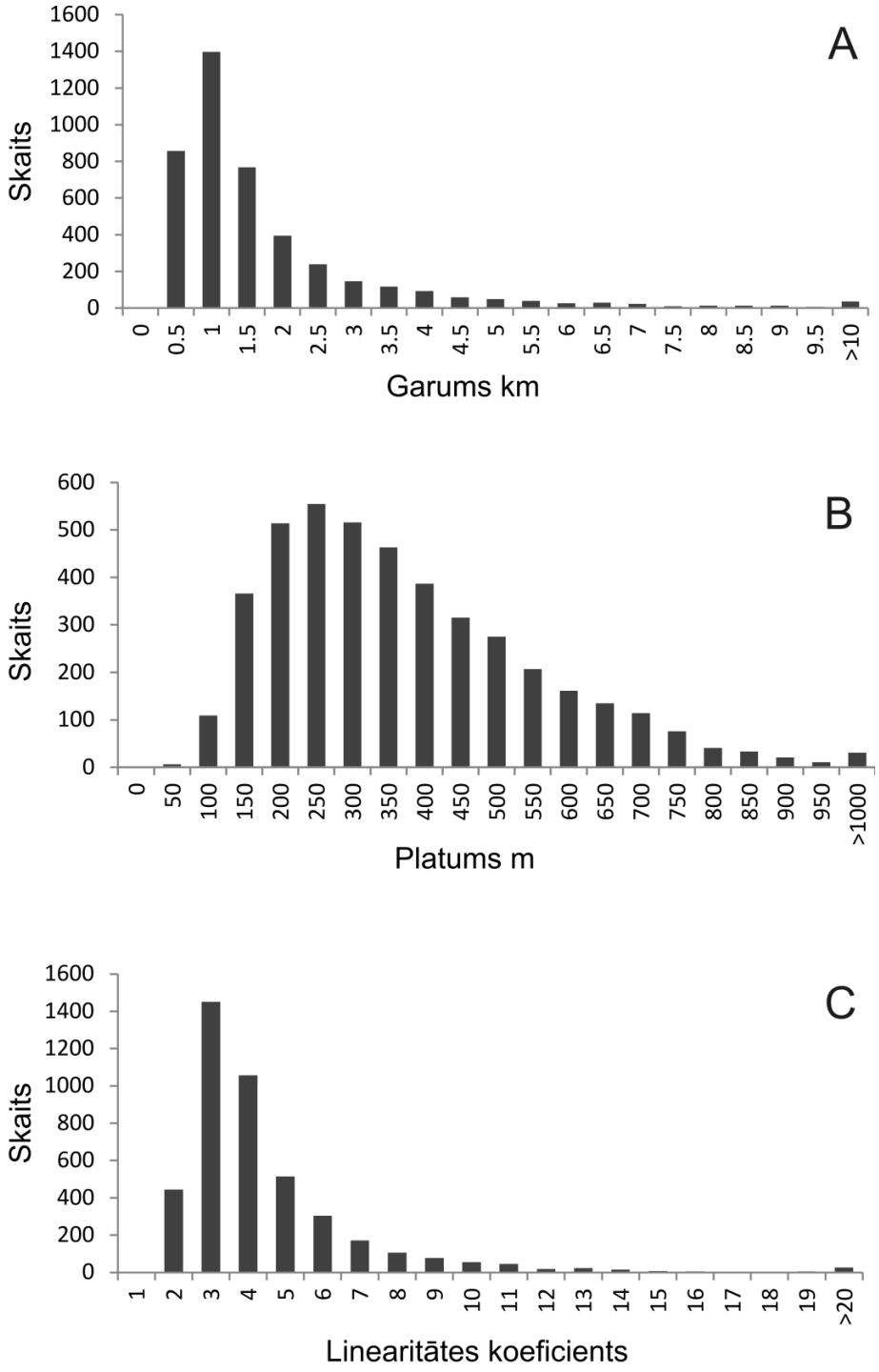
Figure 4.5. Partial erosion of mega-scale glacial lineaments (MSGL) by meltwaters in the Northern Lithuania. A – DEM with MSGLs. B. The map of Quaternary sediments in the same area. Legend: grey – peat deposits; orange – glacigenic deposits (diamicton); blue – glaciolimnic deposits; light green – aluvial deposits; green – glaciofluvial deposits. Note that diamicton is interrupted by glaciofluvial sediments very frequently.

Interesanta situācija ir novērota Madlienas nolaidenuma R daļā, kur ZZR-DDA un ZR-DA virzienā orientētus un Dienvidlietuvas glaciālās fāzes laikā veidotus drumlinus nošķeļ Z-D un ZZR-DDA virzienā orientētas recesijas morēnas. Jau O. Āboltiņš (1970) šīs formas attiecināja uz Linkuvas oscilācijas fāzes malas veidojumiem. Ledājam atkārtoti uzvirzoties Linkuvas fāzes laikā tā plūsmas virziens bija galvenokārt no RZR, kā to apstiprina recesijas morēnu un Kangaru osu grēdu orientācija.

Drumlinu morfoloģiju raksturo arī tāds parametrs kā drumlinu forma. Izšķir drumlina formu plānskatījumā un drumlinu formu garengriezumā. Viduslatvijas zemienē drumliniem ir atšķirīgas formas, bet lielākoties tā nav klasiska ar augstāko virsmas punktu drumlina proksimālajā daļā, bet gan vairāk simetriska. Šādu likumsakarību, kas apgāž iepriekš izplatīto uzskatu par klasisko drumlinu formu, novēroja Spagnolo u. c. (Spagnolo et al., 2010; 2011). Izpētot 44 500 drumlinu formu Ziemeļamerikā un Eiropā, viņi secināja, ka drumlinu plaknes forma un forma garengriezumā tiecas būt gareniski simetriska, visvairāk līdzinoties elipsei (ibid.). V. Zelčs un A. Dreimanis (1997) drumlinu formas izmaiņas Burtnieku laukā saista ar pamatiežu virsmas šķērsenisko pacēlumu nogāžu orientāciju attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu.

Visām plūdlīnijas subglaciālajām gultnes reljefa formām jeb glaciālajiem lineamentiem tika aprēķināti to morfometriskie parametri, kā garums, platums un linearitātes koeficients. Garums tika aprēķināts gan kā garākā taisnā līnija glaciālā lineamenta poligonā, gan pēc Eilera vienādojuma (skat. 3.1. apakšnodaļu). Līdz ar to šīs vērtības nedaudz atšķiras (vidēji par 100 m). Taisnās līnijas garums var būt nedaudz mazāks par īsto glaciālo lineamentu garumu, ja tā forma nereti ir izlocīta, savukārt pēc Eilera vienādojuma aprēķinātais garums var būt lielāks, ja drumlina kontūra ir izteikti robaina (lielāks perimetrs). Ņemot vērā iepriekš minēto, par visprecīzāko glaciālā lineamenta garumu tiek pieņemta vidējā aritmētiskā vērtība no ar abām metodēm iegūtajiem garumiem. Tādējādi vidējais aritmētiskais glaciālo lineamentu garums ir 1,578 km, platums ir 349 m un linearitātes koeficients (garuma/platuma attiecība) ir 4,0, savukārt garumu mediāna ir 962 m, platumu mediāna ir 311 un linearitātes koeficienta mediāna ir

3,2. Glaciālo lineamentu relatīvais augstums parasti ir no 5 līdz 15 m. Glaciālo lineamentu morfometrisko parametru sadalījuma histogrammas ir aplūkojamas 4.6. attēlā, un tās parāda morfometrisko parametru daudzveidību Zemgales ledus loba veidotajām plūdlīnijas subglaciālajām gultnes reljefa formām, kā arī piederību vienai populācijai, jo visos morfometriskajiem parametriem ir raksturīgs unimodāls sadalījums un pozitīva asimetrija.



4.6. attēls. Glaciālo lineamentu morfometrisko parametru sadalījuma histogrammas. A – lineamentu garuma sadalījums; B – lineamentu platuma sadalījums; C – lineamentu linearitātes koeficienta sadalījums.

Figure 4.6. Histograms of morphometric parameters of glacial lineations. A – frequency distribution of the lenght; B – frequency distribution of the width; C – frequency distribution of the elongation ratio.

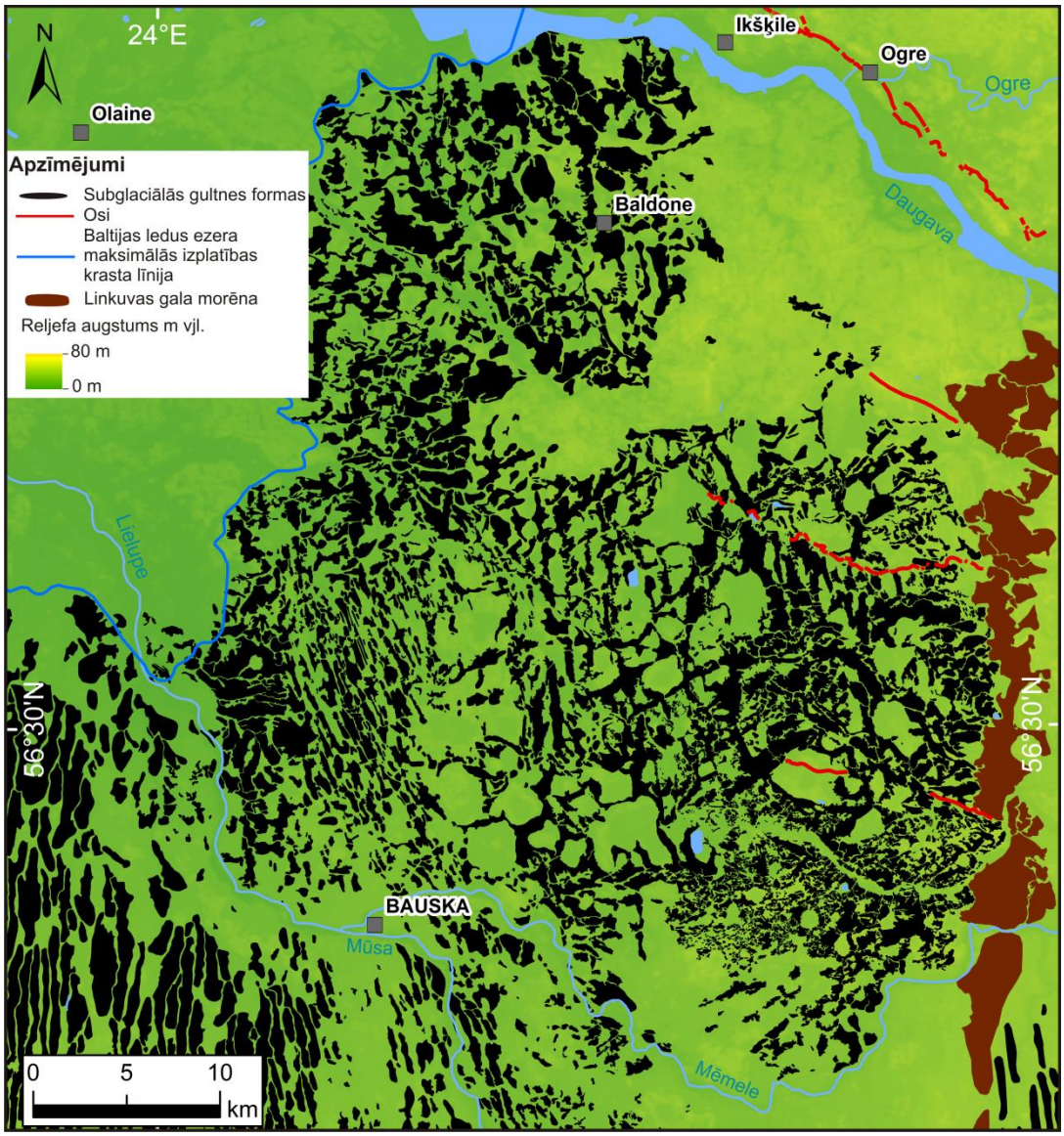
Glaciālie lineamenti ar lielākajiem linearitātes koeficientiem atrodas Viduslatvijas zemienes centrālajā distālajā daļā. Ne tik iegareni drumlini atrodas Madlienas nolaidenumā, kur to vidējais linearitātes koeficients ir 3 un pārsniedz 10 tikai atsevišķiem drumliniem. Zemgales laukā glaciālo lineamentu vidējais linearitātes koeficients ir 6, un vismaz piektajai daļai tas pārsniedz 10. Zemgales laukā drumlini ir arī izvietoti blīvāk kā Madlienas drumlinu laukā. Tādējādi ir arī novērojama sakarība, ka drumlini ar mazāku linearitātes koeficientu ir izvietoti mazāk blīvi, kā drumlini ar lielāku linearitātes koeficientu. Glaciālo lineamentu garuma atšķirības ir vislabāk izskaidrojamas ar ledus plūsmas ātrumu, kuru savukārt kontrolēja zemledāja topogrāfija. Tā sekmēja ātrāku ledus plūsmu Zemgales loba centrālajā daļā, kamēr gar Austrumkursas un Vidzemes augstienēm ledus plūsmai ātrums bija salīdzinoši mazāks.

4.1.2. Rievotās morēnas

Rievoto morēnu galvenais izplatības areāls atrodas Viduslatvijas zemienes Upmales paugurlīdzenumā (4.7. attēls), un tās ir klasificētas kā Zemgales (agrāk arī Daugmales) rievoto morēnu paveids, kuram galvenokārt ir raksturīgs ledāja kustībai paralēlu un šķērsenisku segmentu izkārtojums (Zelčs, 1993a, b, 1999; Dreimanis, Zelčs, 1998). Jaunākie šī darba un citu autoru veiktie pētījumi (Lamsters, Ošs, 2012; Ošs, 2013; Lamsters, Zelčs, in press) liecina, ka rievoto morēnu morfoloģija ir komplicētāka nekā konstatēts agrākajos pētījumos. Zemgales rievotajām morēnām ir liela nozīme paleoglacioloģisko apstākļu rekonstruēšanā, jo tās liecina par glacioloģiskā režīma un gultnes termālo apstākļu maiņu vēlā Vislas apledojuma deglaciācijas noslēguma posmā, kad ledājs atkāpās no Linkuvas gala morēnas. Lai noskaidrotu subglaciālo gultnes reljefa formu, tostarp rievoto morēnu, izplatības, morfoloģijas un veidošanās apstākļu likumsakarības Viduslatvijas zemienē, tika izmantota autora izveidotā datubāze, kurā ir apkopoti dati par reljefa formu apveidu un to morfometriskie parametri. Veiktā reljefa formu kartēšana ļāva detalizēt rievoto morēnu izplatību, morfoloģiju, saistību ar citām reljefa formām un to veidošanās secību, kā arī salīdzināt Zemgales rievotos morēnu morfoloģiju ar citos pētījumos novēroto.

Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā veido šī līdzenuma režģveidīgo mūsdienu virsas saposmojumu. Paugurlīdzenuma rietumu daļā tās norobežo Iecavas drumlinu lauks, austrumos – Valles grēda un citi Ziemeļlietuva fāzes malas veidojumi. Atsevišķas rievotās morēnas ir sastopamas nelielā areālā starp Zemgales drumlinu lauka ZA un Iecavas drumlinu lauka ZR malu, kur tās laterālā virzienā krasi nomaina ledāja plūsmas virzienam paralēli drumlini (4.7. attēls). Paugurlīdzenuma ZR daļā rievotās morēnas ir stipri pārveidotas Baltijas ledus ezera ūdeņu darbības rezultātā, kā arī tālāk uz ZR tās pavisam izzūd zem smilšainajiem nogulumiem (Meirons, 2002b). Pārējā līdzenuma daļā rievotās morēnas ir daļēji pārklātas ar Zemgales baseina nogulumiem, tādēļ to mūsdienu topogrāfija arī ir izmainīta. Tikai augstākajās rievotajās morēnas Upmales paugurlīdzenuma Z daļā, kā arī citos apgabalos, kur glaciolimniskie nogulumi ir salīdzinoši plānāki un izplatīti retāk (līdzenuma DR un DA daļa), morēnas nogulumi atsedzas grēdu augšdaļā. Līdzenuma vidusdaļā, kā arī plašā apgabalā uz R no Tomes rievotās morēnas nav konstatējamas, jo šeit izplatīti eolie nogulumi (ibid.), kuri veido iekšzemes kāpu izplatības areālu. Upmales paugurlīdzenuma pašā D daļā uz Z no Mēmeles upes un Skaistkalnes ir izplatīts viļņots glaciolimniskais līdzenumus, erodēts morēnas līdzenums un uz DR no Bārbeles, Iecavas kreisajā krastā, arī uzguldītu kēmu un eolo procesu rezultātā pārveidots reljefs (Sluka, 1980). Līdz ar to šajā teritorijā rievoto morēnu reljefs ir transformēts dažādu pēdējā leduslaikmeta un agrā holocēna procesu rezultātā. Tādējādi minētajā teritorijā

reljefa formu identificēšana ir salīdzinoši sarežģīta, jo vietām mūsdienu topogrāfiju veido sīkpaugurots dažādas orientācijas reljefs.

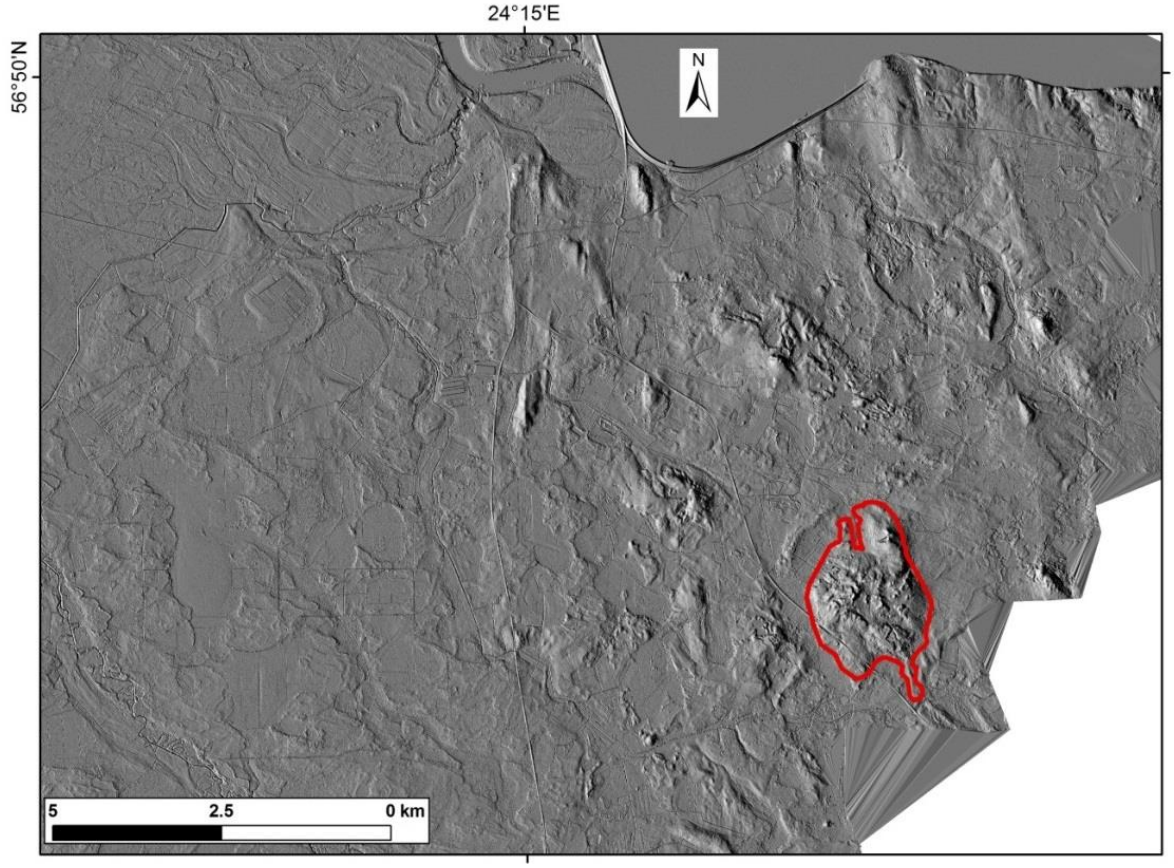


4.7. attēls. Upmales paugurlīdzenuma reljefa formu sakārtojums. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantots *SRTM* virsmas modelis. Upes un pilsētas pēc GIS Latvia 10.0 datubāzes (SIA Envirotech, 2011).

Figure. 4.7. Distribution of glacial landforms in Upmale Hummocky Plain. Topography derived from *SRTM* DEM. Rivers and cities derived from database GIS Latvia 10.0 (SIA Envirotech, 2011). Legend: black areas – subglacial bedforms; red lines – eskers; blue line – max. limit of Baltic Ice Lake; brown areas – ice marginal ridges of the North Lithuanian glacial phase.

4.8. attēla reljefa modelī ir redzama Zemgales rievoto morēnu areāla Z daļa, kurai raksturīga īpatnēja topogrāfija. Attēlā redzamās teritorijas lielāko daļu pēdējā apledojuma beigu posmā klāja Zemgales sprostezera ūdeņi. Tā rezultātā tikai augstākās reljefa formas nepārsedz smilšainie baseina nogulumi. Reljefa modelī ir skaidri novērojams, kā mūsdienu topogrāfija pazeminās R un ZR virzienā. Tādējādi arī rietumdaļā esošās rievotās morēnas ir novietotas hipsometriski zemākā līmenī, jo tās pārklāj biezāka baseina nogulumu slāņkopa. Teritorijas pašu ZR daļu, kur reljefa virsa atrodas tikai 10 m un zemāk vjl., aizņem Baltijas ledus ezera līdzenums, kas atrodas Tīreļu līdzenuma dabas apvidū. Robeža ar starp Tīreļu

līdzenumu un Upmales paugurlīdzenumu sakrīt ar Baltijas ledus ezera izplatību. Tādējādi šajā teritorijā Zemgales rievotās morēnas ir pārveidotas gan ledus ezera ūdeņu erozijas un nogulumu akumulācijas, gan kāpu veidošanās rezultātā. Kāpas teritorija ir uzguldītas arī virs rievotajām morēnām. Daugavas ūdenskrātuves kreisajā krastā ir konstatētas vairākas plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas, kuru proksimālās daļas ir daļēji erodētas ūdens līmeņa izmaiņu rezultātā. Baldones apkārtnē ir sastopamas komplicētas formas rievotās morēnas, kurām raksturīga izometriska, stūraina forma un vairāku desmitu metru relatīvais augstums. Šo rievoto morēnu morfoģenēze saistīta ar vairākiem etapiem un glaciotektonisko struktūru veidošanos atšķirīgi orientēta ledāja spiediena rezultātā.



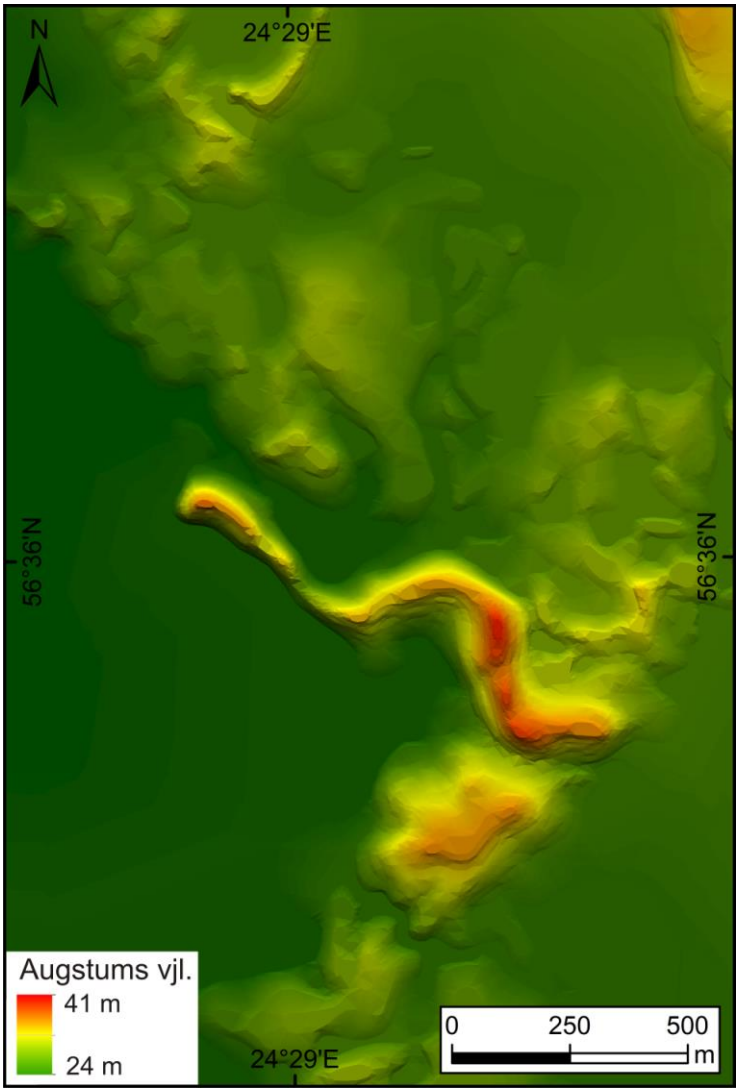
4.8. attēls. Zemgales rievoto morēnu un drumlinu topogrāfija uz R no Baldones un Daugmales. Ar sarkanu līniju norādīta rievotā morēna, kurā veikti detāli iekšējās uzbūves pētījumi (skat. 4.26. attēlu). Pamatnē no LIDAR datiem iegūts reljefa modelis ar apēnojumu (hillshade), šūnas izmērs 2×2 m. Ar SIA Metrum atļauju.

Figure 4.8. LIDAR digital elevation model with composite ribbed moraine and drumlins westward from Baldone and Daugmale. The ribbed moraine, which internal composition is studied in detail, is delineated by red line (see Fig. 4.26.). Image is relief-shaded LIDAR-derived DEM with grid size of 2×2 m. Courtesy of Metrum Ltd.

Rievoto morēnu morfoloģisko īpatnību attīstību viennozīmīgi ietekmēja arī ledāja gultnes topogrāfija, kuru rievoto morēnu veidošanās laikā veidoja drumlinizēts morēnas līdzenums. Tādējādi rievotās morēnas vietām ir uzguldītas uz drumliniem, kuru topogrāfija arī ir pārveidota ledāja laterālā spiediena rezultātā, kā tas jau ir norādīts agrākajos pētījumos (Dreimanis, Zelčs, 1998). Tomēr ne visos gadījumos termina ‘uzguldītas’ lietošana ir pietiekami informatīvs, jo dažviet rievotās morēnas veido komplicētu reljefa sistēmu. Kopumā rievoto morēnu morfoloģija ir ļoti daudzveidīga, tādējādi ir iespējams konstatēt daudzus P. Danlopa un C.D Klārka (Dunlop, Clark, 2006) izdalītos

morfoloģiskos tipus (2.3. attēls), kā robainas, režģveida struktūras, nepilnīgi attīstītas, mazizmēra, taisnstūrveida un citas šajā klasifikācijā neminētas rievotās morēnas.

Dažviet virs rievotajām morēnām ir uzguldīti vai tās šķērso osi, kuri acīmredzot veidojās deglaciācijas noslēguma posmā pēc rievoto morēnu izveidošanās, mainoties ledāja gultnes termālajiem apstākļiem. Osu novietojums arī norāda uz rievoto morēnu subglaciālo izcelsmi, jo arī šie izlocītie osu vaļņi ir veidojušies subglaciālos apstākļos pēc rievotjām morēnām, aprimstot ledāja plūsmai. Virs rievotās morēnas daļēji uzguldīts izteikts osa valnis, kas, iespējams, aizpilda arī ledājūdeņu radīto izskalojumu rievotajā morēnā, ir konstatēts, piemēram aptuveni 2 km uz AZA no Vecumniekiem (4.9. attēls). Rievoto morēnu vairākās vietās šķērso iespējamie zemledāja kanāli. Osa valnis ir izlocīts, 1,3 km garš un 60 līdz 200 m plats. Tas paceļas līdz 16 m virs pieguļošā līdzenuma, veidojot 18 km garas osu virknes proksimālo daļu. Osu virkne izbeidzas tieši pirms Linkuvas gala morēnas, un arī daļa no citiem osu virknes vaļņiem ir uzguldīta virs rievotajām morēnām.



4.9. attēls. Rievotās morēnas grēdas un osa valņa savstarpējais izvietojums 2 km uz AZA no Vecumniekiem (pārveidots pēc Lamsters un Ošs, 2012). Digitālais augstuma modelis iegūts no mēroga 1:10,000 topogrāfiskajām kartēm.

Figure 4.9. The arrangement of a ribbed moraine and esker ridge located ENE from Vecumnieki (modified after Lamsters, Ošs, 2012). DEM derived from topographic maps at scale 1:10,000.

Izteiksmīgākās Zemgales rievotās morēnas to areāla centrālajā daļā sastāv no radiāliem un šķērseniskiem segmentiem. Radiālie segmenti, domājams, ir kādreizējā drumlinizētā reljefa paliekas. Reizēm salīdzinoši nelielas rievotās morēnas ir uzguldītas virs drumliniem un veido to virsmā sīkpaugrotu reljefu. Klasiskas, attiecībā pret ledus plūsmas virzienu šķērseniskas rievoto morēnu grēdas ir sastopamas retāk, nekā dažādas šo formu variācijas. Skaidri ievērojamas šķērseniskās grēdas ir sastopamas perpendikulāri Vecumnieku-Bārbeles ceļam tieši pirms Bārbeles. Neliels rievoto morēnu areāls ir sastopams uz R no Iecavas drumlinu lauka Lielupes labajā krastā Garozas apkārtnē, kur tās veido šķērseniskas, nedaudz izlocītas un savienotas grēdas ar tikai dažu desmitu metru attālumu starp tām. Pārējās rievotās morēnas strauji nomaina drumlinizēto reljefo Iecavas drumlinu lauka A daļā, kur dažviet tās šķērseniski stiepjas pāri drumliniem.

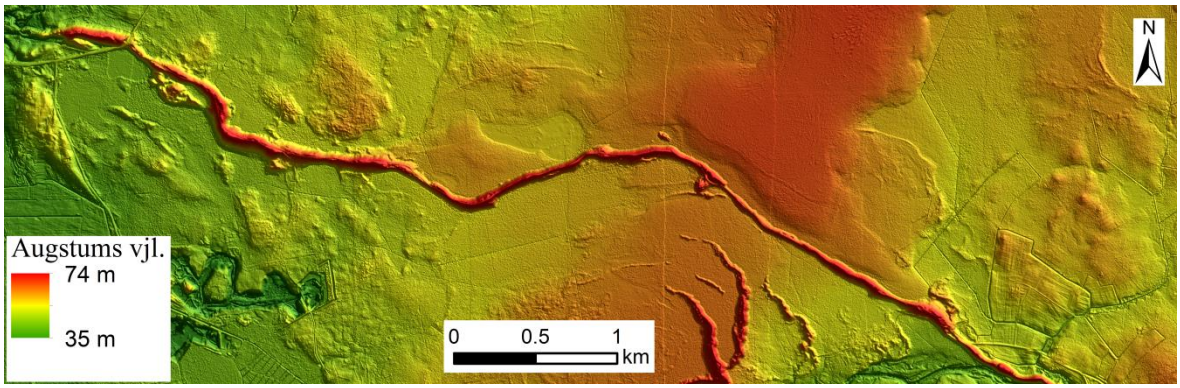
Rievoto morēnu izplatību kopumā nevar izskaidrot ar pamatiežu topogrāfijas vai to litoloģijas izmaiņām, jo Upmales paugurlīdzenumā subkvartāro virsmu veido gan karbonātieži, gan terigēnie nogulumieži (Meirons, 2002a, b). Atsevišķu subkvartārās virsmas lokālpacēlumu saistība ar rievoto morēnu morfoloģiju ir novērota tikai Baldones apkārtnē, kur pacēlumi sakrīt ar lielākajām komplicētas formas rievotajām morēnam, un tas detālāk tiek diskutēts 5.1. apakšnodaļā. Upmales paugurlīdzenuma mūsdienu reljefa virsma atrodas 10 līdz 60 m v.j.l. robežās, un tas arī neietekmē rievoto morēnu izplatību.

Pamatojoties uz Zemgales rievoto morēnu morfometriskajiem parametriem un telpisko sakārtojumu K. Lamsters un R. Ošs (2012) tās iedalīja četros morfoloģiskajos tipos: (1) lielizmēra krusteniskās, (2) mazizmēra šķērseniskās, (3) uz drumliniem uzguldītās un (4) lielizmēra komplicēto grēdu rievotās morēnas. Lai gan šāds iedalījums ir informatīvs, rievoto morēnu morfoloģiskā daudzveidība ir pat vēl sarežģītāka, un to atspoguļo arī morfometrisko parametru dažādība. Rievoto morēnu maksimālais relatīvais augstums sasniedz 56 m Riekstu kalnā un gandrīz 50 m Morisonkalnā pie Baldones. Vidēji tās ir 5–15 m augstas, bet mazizmēra rievotas morēnas var būt tikai dažus m augstas. Rievoto morēnu garums svārstās no dažiem simtiem metru līdz pat dažiem kilometriem. To platums reti pārsniedz 1 km. Pārsvarā tās ir dažus simtus metru, lai gan Baldones apkārtnē lielāko formu platums sasniedz 2 km. Dažos gadījumos rievoto morēnu šķērseniskie segmenti ir savienoti un sniedzas pat 6 km garumā, turklāt no tiem atzarojas vairāki radiālie segmenti. Attālums starp morēnu grēdām ir ļoti atšķirīgs un mainās no dažiem desmitiem metru līdz vairākiem kilometriem.

Izteiksmīgākās rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenuma centrālajā un A daļā veido krusteniski segmenti, kuri ir paralēli, perpendikulāri, ieslīpi, reizēm izlocīti un noliekti dažādos virzienos attiecībā pret reģionālo ledāja plūsmas virzienu. Grēdu kores bieži mēdz būt savienotas, tādējādi veidojot sarežģītu reljefa sistēmu. Dažviet grēdas izvietotas lokveidīgi un veido šūnveida formas ar pret ieplaku vērstām stāvām nogāzēm. Šīs ieplakas tiek interpretētas kā atrauteņu un izspieduma "baseini". Tie radušies, ledājam pārvietojot un sabīdot gultnes materiālu. Dažas ieplakas gandrīz pilnībā norobežo izliektas un savienotas grēdas, un tajās uzkrājušies purvu nogulumi. Nelielās šķērseniskās rievoto morēnu grēdas, piemēram, Upmales paugurlīdzenuma DA daļā pārklāj glaciolimniskie nogulumi, tādēļ agrāk tās tika kartētas kā glaciolimniskie uvāli (Sluka, 1980). Tomēr šī pētījuma rezultāti no Kalna Būbļu karjera liecina, ka zem glaciolimnisko nogulumu segas, šīs formas sastāv no glaciotektoniski deformētiem nogulumiem – zemledāja morēnas un smilšainu nogulumu starpslāņiem, kas apliecina to zemledāja ģenēzi.

4.1.3. Osi un subglaciālās ielejveida formas

Osi un subglaciālās ielejveida formas ieņem nozīmīgu vietu paleoģeogrāfiskajās rekonstrukcijās, jo tie raksturo ledāja gultnes termālos apstākļus un noteci saistībā ar noteiktiem ledāja malas stāvokļiem deglaciācijas gaitā. Šīs formas skaidri norāda uz ledājkušanas ūdeņu koncentrāciju zemledāja kanālos vai tuneļielejās un secīgu glaciofluviālo nogulumu uzkrāšanos. Šī pētījuma ietvaros tika digitizēti Viduslatvijas zemienes un Ziemeļlietuvas līdzenumu osi, kuri lielākoties veido osu virknes un sistēmas, un iespējamās tuneļielejas. Konstatēto osu un tuneļieleju daudzums ir salīdzinoši mazāks nekā, piemēram, A. Putniņa un I. Celiņa (2012) pētījumā apzinātās iespējamās zemledāja kušanas ūdeņu veidotās lineārās reljefa formas, jo šajā darbā tika digitizētas tikai tās formas, kuru ģenētiskā piederība ir skaidri zināma no citiem pētījumiem (piemēram, Zāns, 1933, 1935b, 1936; Āboltiņš, 1970; Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b) vai arī kuru iespējamo ģenēzi varēja pamatot pēc vairākām pazīmēm, veicot pieejamā kartogrāfiskā materiāla analīzi. Tā kā vairāku osu morfoloģijas un uzbūves īpatnības ir analizētas agrākajos pētījumos, šajā apakšnodaļā ir aprakstītas būtiskākās, kā arī mazāk zināmu osu izplatības un morfoloģijas likumsakarības. Osu un tuneļieleju izplatība ir parādīta 4.1. attēlā. Ziemeļlietuvā osu tika identificēti, izmantojot pieejamos digitālos reljefa modeļus, kā arī Lietuvas Ģeoloģijas dienesta 1:200 000 mēroga kvartāra nogulumu (Guobytė, 1998) un ģeomorfoloģiskās kartes (Guobytė, 2001). Nereti ar osiem ir saistīti arī kēmu pauguru izplatības iecirkņiem, kuri gan šajā pētījumā netika iekļauti izveidotajā datubāzē, jo kēmu veidošanās nenotiek subglaciālos apstākļos.



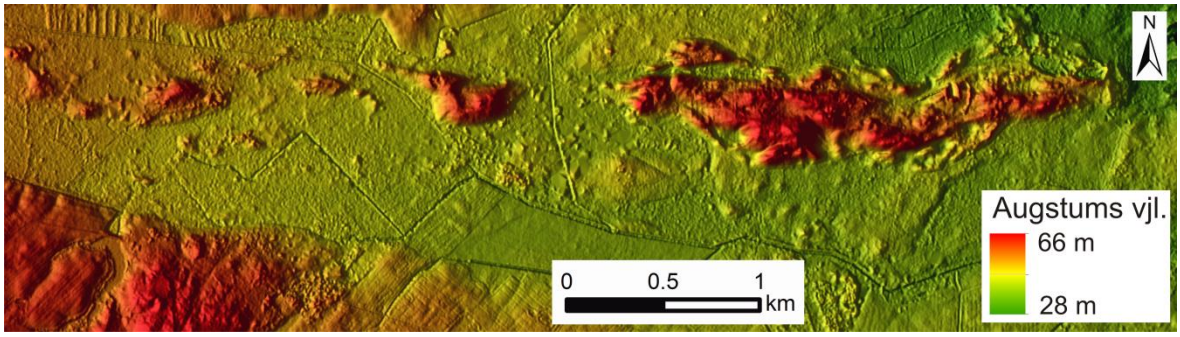
4.10. attēls. Viduslatvijas zemienes garākais nepārtrauktais osa valnis Lielajos Kangaros. Pamatnē reljefa modelis ar apēnojumu, šūnas izmērs 2×2 m. Ar SIA METRUM atļauju.
Figure 4.10. The longest continuous esker ridge of the Lielie Kangari esker chain. Relief-shaded DEM with grid size of 2×2 m. Courtesy of METRUM Ltd.

Osu izplatības nozīmīgākā likumsakarība ir to novietojums attiecībā pret ledāja malas veidojumu joslām (4.1. attēls), kas norāda uz to veidošanos attiecīgi Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas oscilācijas fāžu laikā. Vairums osu atrodas salīdzinoši tuvu ledāja malas veidojumu joslām, lielākoties dažu desmitu kilometru attālumā, turklāt osu virkņu un sistēmu distālās daļas un to deltas parasti ir izvietotas tieši pirms ledāja malas veidojumiem. Tādējādi osu telpiskais novietojums liecina par to veidošanai nepieciešamiem apstākļiem, kuri ir raksturīgi nelielā attālumā no ledāja malas. Šie apstākļi ir palielināts ledājūdeņu daudzums zem ledāja tā malas tuvumā, kā rezultātā var veidoties zemledāja kanāli un tajos osi. Turklāt osu veidošanās ir cieši saistīta ar ledāja ablācijas zonu, kur notiek pastiprināta virsledāja kušana. Sinhrona osu veidošanās zemledāja tunelī notiek nelielā attālumā, kurš maksimāli ir līdz 10 km (Brennand, 2000). Tādējādi visi

pētījumu teritorijas atsevišķie un nepārtrauktie osu segmenti, ieskaitot arī garāko nepārtraukto osa valni Lielo Kangaru virknē (4.10. attēls), kurš nepārtraukti sniedzas gandrīz 8 km garumā, varēja veidoties sinhroni. Tomēr, tā kā osi bieži stiepjas viens aiz otra kā osu virknes, to veidošanās viennozīmīgi notika laika ziņā transgresīvi tiešā ledāja malas tuvumā, kaut gan, kā liecina agrākie pētījumi, to augšana garumā notika regresīvā virzienā (Zelčs, 1986a, b).

Viduslatvijas zemienē garākā ir Jelgavas-Žagares osu sistēma. Tās ievērojamākie osi ir (vairāki mūsdienās jau norakti) Ruļļu kalns, Mūrmuižas, Augstkalnes un Žagares osi. Jelgavas-Žagares sistēma kopumā stiepjas 50 km garumā, iesniedzoties arī Ziemeļlietuvā, kur proglaciāls ledājkušanas ūdeņu kanāls ir izgrauzies cauri Linkuvas gala morēnai. 3 km uz ZR no minētā kanāla atrodas otrs kanāls, kurš atdalās no pirmā kanāla un sākotnēji stiepjas paralēli gala morēnai. Gala morēnas grēdas priekšā starp abiem kanāliem ir bijis ledus kontakta sandru izneses konuss. Distālā virzienā no ledāja malas abi kanāli saplūda kopā un līdz ar sīkākām sandru straumēm arī tālāk nogulsnēja glaciofluviālos nogulumus. Jelgavas-Žagares osu sistēmas lielais garums liecina par to, ka ledāja atkāpšanās gaitā zemledāja kušanas ūdeņi koncentrējās un veidoja zemledāja kanālu noteiktā pozīcijā zem ledāja. Zemledāja kanāla eksistenci nodrošināja tajā esošais salīdzinoši mazāks spiediens, kā apkārtējā sistēmā. Turklāt iespējams, ka šī osu sistēma sākotnēji ir bijusi pat garāka, jo tās proksimālā daļa beidzas zem Jelgavas, kur tālāk uz Z ir izplatīti Baltijas ledus ezera nogulumi.

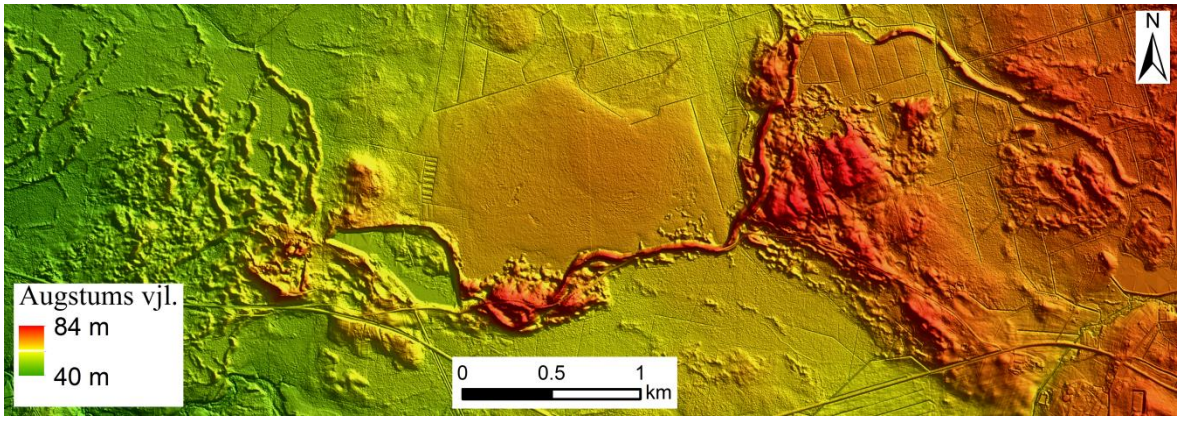
Jelgavas-Žagares osu sistēma ir saistīta ar subkvartārās virsmas ielejveida iegrauzumu (Straume, 1979; Zelčs, 1986b). No Mūrmuižas līdz Žagarei ir konstatēts izteikts ielejveida pazeminājums arī mūsdienu reljefa virsmā vairāk kā 1 km platumā, kurā atrodas vairāki grēdveida osi, osveida formas un iegareni kēmu pauguri. Lielākais ir Augstkalnes oss, kurš stiepjas 2,5 km garumā, 0,5 km platumā un sasniedz 20 m augstumu (4.11. attēls). 200 m ZA no Augstkalnes osa atrodas 1,15 km garais Mūrmuižas grēdveida oss, kura kodola uzbūvē pēc agrākajiem pētījumiem (Zelčs, 1986b) dominē laukakmeņi ar oļiem un granti. Minētais ielejveida pazeminājums visdrīzāk zemledāja apstākļos ir veidojies kā tuneļieleja, ko vēlāk daļēji aizpildīja glaciofluviālie nogulumi un osi.



4.11. attēls. Jelgavas-Žagares sistēmas Augstkalnes grēdveida oss ar pavadošajiem kēmu pauguriem ielejveida pazeminājumā. Pamatnē apēnojuma attēls no reljefa modeļa (LIDAR) ar 5×5 m šūnas izmēru. Ar Lietuvas Republikas Nacionālā zemes dienesta un Lietuvas Ģeoloģijas dienesta atļauju.
Figure 4.11. Augstkalne esker ridge of the Jelgava-Žagares esker system accompanied by kames in a valley-like depression. Relief-shaded DEM with grid size of 5×5 m. Courtesy of National Land Service of the Republic of Lithuania and Lithuanian Geological Survey.

Nereti ar osu novietojumu ir saistīti arī plašāki glaciofluviālo nogulumu izplatības areāli, kas gan pavada osus, gan atrodas to distālajās daļās kā deltu un sandru izneses konusu veidojumi. Atsevišķos gadījumos osu distālu daļu tuvumā ir konstatējams glaciolomnisko nogulumu izplatības iecirknis, kas visdrīzāk liecina, ka no zemledāja

kanāliem plūstošie ledājūdeņi mēdza barot arī lokālus pieledāja ezerus. Osos vietām sastopamajos paplašinājumos jeb deltās, piemēram, Ogres Kangaru Augstajos kalnos un Mazajos Kangaros (4.12. attēls), ir konstatētas glaciokarsta ieplakas. Tās visdrīzāk ir veidojušās, izkūstot apraktajiem ledus blāķiem, kuri var atšķelties no tuneļa ledus griestiem un ar ledājūdeņu straumēm tikt aiznesti tālāk no ledāja malas. Citos gadījumos apraktais ledus var veidoties, kad ledājkušanas ūdeņu straumju nestais materiāls izgulsnējas virs plānās ledāja malas, un vēlāk izkūstot, sākotnējā iznesu konusa gludajā virsmā rada nelīdzenu topogrāfiju. Ledāja kontakta sandru konusu nogulumi un ar tiem saistīti osi ir konstatēti arī pie Breidamerkurjegidla ledāja Islandē (Boulton et al., 2007), kas apliecina to, ka no zemledāja tuneļiem izplūstošas ledājkušanas ūdeņu straumes nogulda to transportēto materiālu ne tikai pašā tunelī, bet bieži vien arī relatīvi plašā apvidū tuneļa priekšā. Turklāt bieži vien glaciofluviālais materiāls uzkrājas arī virs ledāja malas, veidojot apraktā ledus areālu.



4.12. attēls. Mazo Kangaru osa vaļņi un osa deltas Ropažu līdzenumā. Ievērojiet arī iekšzemes kāpas (attēla kreisajā pusē), kuras ir uzguldītas osa proksimālajam galam. Pamatnē reljefa modelis ar apēnojumu, šūnas izmērs 2×2 m. Ar SIA Metrum atļauju.
Figure 4.12. Mazie Kangari esker and deltas in the Ropaži Plain. Note also superimposed inland dunes (left side) in the proximal part of esker ridge. Relief-shaded DEM with grid size of 2×2 m. Courtesy of Metrum Ltd.

Osu blīvums pētījumu teritorijā kopumā ir lielāks distālā virzienā no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas. Vislielākais blīvums ir Viduslatvijas zemienes ZA daļā – Metsepoles līdzenumā un blakusesošajās teritorijās. To visdrīzāk var izskaidrot ar pieaugošu ledājkušanas ūdeņu daudzumu deglaciācijas laikā, ko nodrošina īpaši virsledāja kušanas ūdens ieplūšana zemledāja sistēmā caur ūdensrijējiem un iekšledāja kanāliem. Nozīmīgs parametrs osu izplatības raksturošanā ir attālums (laterālais) starp osiem. Modelētais osu attālums Skandināvijā ir no 8 līdz 25 km (Boulton et al., 2009), turklāt tuvāk ledāja malai tas kļūst salīdzinoši mazāks. Savukārt apjomīgā pētījumā par aptuveni 20 000 osu izplatību un morfometriju Kanādā ir minēts, ka vidējais attālums starp tiem ir 12 km (Storrar et al., 2014a), kas aptuveni sakrīt ar vidējo attālumu starp Kangaru osiem Ropažu līdzenumā, osiem Upmales paugurlīdzenumā un Zemgales līdzenumā. Tādējādi liecinot par tipisku attālumu starp zemledāja tuneļiem, kāds nepieciešams, lai nodrošinātu efektīvu zemledāja kušanas ūdeņu novadīšanu. Parasti attālums starp minētajiem osiem ir starp 10 un 15 km. Starp mazākiem osiem Metsepoles līdzenumā un Madlienas nolaidenumā attālums ir mazāks. Salīdzinoši neregulārāks attālums ir starp osiem Ziemeļlietuvā proksimālā virzienā no Viduslietuvas malas veidojumu joslas. Tas, iespējams, norāda uz nepastāvīgāku ledājkušanas ūdeņu pieplūdi. Izteiksmīgākās un garākās osu sistēmas un virknes, tādas kā Lielie un Mazie Kangari, Ogres Kangari,

Sidgundas Kangari, Jelgavas-Žagares sistēmas, Krūškalnes oss, osi pie Birzgales, Vecumniekiem un Bārbeles, kā arī Limbažu viļņotā līdzenuma osi ir sastopami proksimālā virzienā no Ziemeļlietuvas fāzes malas veidojumu joslas. Tas viennozīmīgi norāda uz palielinātu ledājkušanas ūdeņu daudzumu deglaciācijas noslēguma fāzēs. Salīdzinoši nelieli un blīvi izvietoti osi, kuri bieži atrodas arī tuneļielejās, konstatēti proksimālā virzienā no Valdemārpils (Ziemeļlatvijas) fāzes malas veidojumu joslas.

Apraktās ielejas galvenokārt ir izplatītas Viduslatvijas zemienes ZA daļā, kur subkvartāro virsmu veido terigēnie nogulumieži (Juškevičs, 2000c; Pomeranceva, Brangulis, 2000b), lai gan ielejveida iegrauzums subkvartārajā virsmā ir konstatēts arī Zemgales līdzenuma R daļā zem Jelgavas-Žagares sistēmas osiem (Straume, 1979). Acīmredzot aprakto ieleju veidošanās apstākļi labvēlīgāki bija vāji konsolidētos nogulumiežos. Arī pārējie aprakto ieleju koncentrācijas areāli Rietumkurzemē un Dienvidlatgalē (Straume, 1979) ir galvenokārt saistīti ar terigēno nogulumiežu izplatību. Daļa no apraktajām ielejām zemledāja apstākļos funkcionēja kā tuneļielejas. Tādējādi daļa no ZR Vidzemes osiem ir izveidojušies tuneļielejās, un tie ir izplatīti teritorijā, kur subkvartāro virsmu veido terigēnie nogulumieži. Savukārt Kangaru osu izplatība Ropažu līdzenumā sakrīt ar augšdevona Daugavas svītas dolomītu izplatības areālu. Pārējo Viduslatvijas zemienes osu izplatība arī ir saistīta gan ar terigēno, gan karbonātisko iežu areāliem. Šīs subkvartārās virsas uzbūves atšķirības norāda, ka Viduslatvijas zemienē osu veidošanās nav saistīta ar pamatiežu litoloģiju. Tomēr izteiksmīgākie un garākie osu vaļņi ir sastopami Ropažu līdzenumā nereti uzreiz virs dolomītiem, kas liecina par to, ka zemledāja kušanas ūdeņi šajā teritorijā drenējās pa stabiliem zemledāja kanāliem. To eksistenci savukārt veicināja osu pamatnē esošie klinšainie nogulumieži, kas ierobežoja ledājūdeņu noteces iespējas caur salīdzinoši izturīgu un pazemes ūdeņiem piesātinātu ledāja gultnes substrātu. Metsepoles un Limbažu viļņotajā līdzenumā, kur ledāja gultni veido vāji caurlaidīgi terigēnie ieži un arī salīdzinoši biezāka kvartāra nogulumu sega, zemledāja kušanas ūdeņi sākotnēji drenējās pa ledāja gultnē iegrauztiem kanāliem (tuneļielejām), bet vēlāk pa salīdzinoši nelieliem R-tipa tuneļiem. Šajā teritorijā attālums starp osiem ir daudz mazāks, kā starp Kangaru osiem, kā arī bieži vien ir sastopami īsi un paralēli osu vaļņi, kas liecina par salīdzinoši mazāku un nepastāvīgāku R tuneļu eksistenci. Nevar arī izslēgt iespējamo zemledāja topogrāfijas ietekmi, jo Limbažu viļņotajā līdzenumā subkvartārā virsma ir salīdzinoši artikulēta ar daudziem lokālpacēlumiem un pazemināj umiem, kas viennozīmīgi ietekmēja ledāja dinamiku un attiecīgi arī zemledāja kanāla veidošanos. Kopumā osu izplatība virs atšķirīgas litoloģijas pamatiežiem norāda uz to, ka izplatību noteica arī citas atšķirības, piemēram, ledāja gultnes nogulumu sastāvs un biezums, ledāja gultnes topogrāfija, ledājkušanas ūdeņu daudzums, zemledāja noteces sistēmas īpatnības.

Madlienas nolaidenumā saistībā ar ledāja atkāpšanos no Viduslietuvas malas veidojumu joslas izveidojās vairākas osu virknes. Viena no tām sākas 3 km uz DR no Iršiem un stiepjas 8 km garumā Odzienas virzienā, beidzoties ar deltu. Cita osu un osveidīgu iegarenu pauguru virkne sākas 5 km uz ZR no Odzienas un pēc aptuveni 6 km izbeidzas pirms marginālas grēdas. Minētās osu virknes ir saistītas ar plašu glaciofluviālo nogulumu izplatības areālu, kurš visdrīzāk veidojās kā sandrs ledāja malas tuvumā. Pirms Odzienas atrodas arī glaciolimnisko nogulumu izplatības areāls, kura smilšainie nogulumi uzkrājās lokālā pieledāja baseinā visdrīzāk vēl pirms Lobes baseina izveidošanās, kurš atrodas tālāk uz ZR. 2,3 km garš osa valnis Madlienas nolaidenumā sākas uz A no Zādzenes un beidzas pirms Ogres upes. Pirms osa aptuveni 7 km garumā stiepjas ielejveida pazemināj ums, kurš visdrīzāk veidojies kā tuneļieleja. Mūsdienās tai cauri tek nelielā Aviekstes upīte, pārējo daļu daļēji aizpilda purvu nogulumi.

Upmales paugurlīdzenumā ievērojamākā osu virkne stiepjas aptuveni no Vecumniekiem līdz Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslai. Osu virkni veido aptuveni piecpadsmit atsevišķi, izlocīti osu vaļņi, kuri ir uzguldīti virs rievotajām morēnām, un tādējādi liecina par noteiktu subglaciālo reljefa formu veidošanās secību. Pārtraukumi starp osu vaļņiem, iespējams, ir veidojušies Zemgales ledus loba malas frontālas aprimšanas rezultātā. Pirmais osa valnis sākas ap 2 km uz R no Vecumniekiem, un to var dēvēt par Kalna Pelšu osu. 4 km uz DA no Vecumniekiem atrodas Kaupurkalna oss, savukārt distālā virzienā pēdējais osa valnis šajā Vecumnieku osu virknē ir Salas kalna oss, kurš sasniedz 18 m augstumu, ir tikai 100 plats pie pamatnes, un ir ar izteikti stāvām nogāzēm līdzīgi kā arī pārējie osu virknes vaļņi. Iespējamais grēdveida oss pēc topogrāfiskajām kartēm ir konstatēts ZR virzienā no Birzgales un divu iespējamo osu vaļņu virkne ir identificēta Z no Bārbeles, tomēr to ģenēzes apstiprināšanai būtu vajadzīgi papildus iekšējās uzbūves pētījumi, bet atsegumu trūkums liedz tos realizēt.

4.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu iekšējā uzbūve

4.2.1. Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas

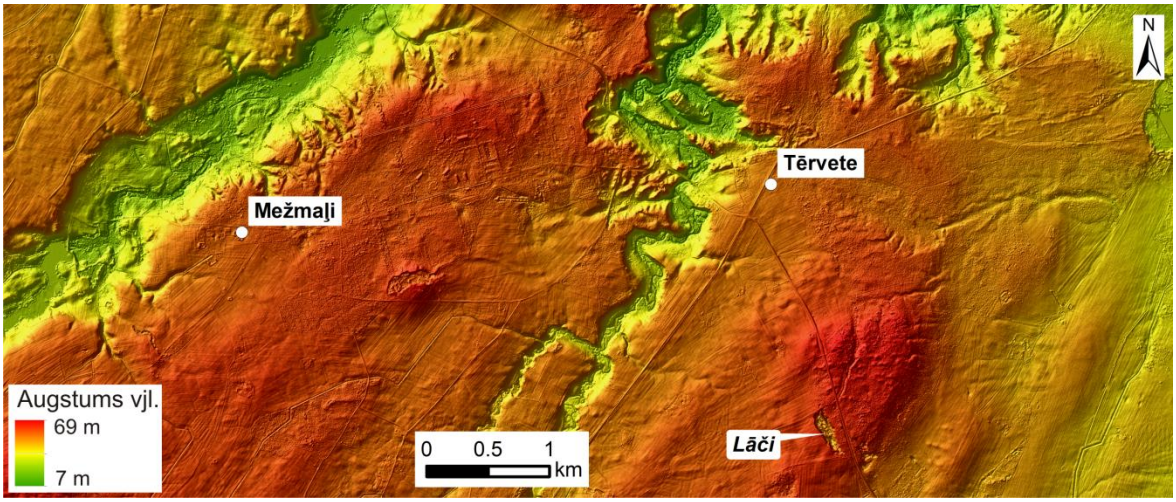
Detāli plūdlīnijas subglaciālo formu iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti drumlinos esošajos Lāču un Brencēnu karjeros un drumlinveida formā ierīkotajos Viesturu un Zādzenes karjeros. Informācija par drumlinu uzbūvi tika iegūta arī no derīgo izrakteņu atradņu ģeoloģiskās izpētes pārskatiem un ģeoloģiskās, hidroģeoloģiskās izpētes un kartēšanas urbumu datubāzes (Takčidi, 1999). Ģeoloģisko urbumu apraksti ļauj atklāt drumlinu uzbūves vispārīgās kopsakarības. Piemēram, Klaņģu kalnu, kas atrodas Rīgas ūdenskrātuves kreisajā krastā, netālu no Ķekavas, veido 1 m biezs smilšains morēnas māls pamatnē, 12 m bieza smalkgraudainas smilts slāņkopa ar mālainas smilts starpslāņiem, ko pārklāj 6,3 m biezs smilšains morēnas māls. Zem drumlina ieguļ Katlešu svītas māls, savukārt drumlinu veidojošo augšējās morēnas slāni pārklāj, iespējams, Zemgales sprostbaseina smalkgraudaina smilts (urbums Nr. 252). Pēc urbumu datiem var spriest, ka liela daļa drumlinu Viduslatvijas zemienē caurmērā sastāv no šķirotiem nogulumiem, kurus pārklāj morēnas nogulumu slānis. Zem šķiroto nogulumu slāņkopas parasti ieguļ otrs morēnas slānis, kas lielākoties nav saistīts ar drumlina morfoloģisko izpausmi. Reizēm zem apakšējās morēnas slāņa arī atrodas šķiroti nogulumi. Vadakstes līdzenuma distālajā daļā, kur ir palielināts pleistocēna nogulumu biezums (1.2. attēls), vairākos urbumos ir konstatēti pat trīs morēnas nogulumu slāņi, kā piemēram, drumlinā netālu no Kursīšiem, lai gan pašu drumlinu veido tikai augšējais morēnas slānis. Tādējādi zemākie drumlini, īpaši Vadakstes un Zemgales drumlinu laukos, nereti var būt veidoti tikai no morēnas nogulumiem. Šie drumlini ir līdz 5 m augsti, bet atsevišķos gadījumos relatīvais augstums var sasniegt 10 m.

Vadakstes lauka proksimālās daļas drumlinos pleistocēna nogulumu slāņkopas uzbūve ir komplicētāka (to veido viens vai divi morēnas slāņi un šķirotu nogulumu slāņkopa) nekā starpdrumlinu ieplakās, kur nereti ir izplatīti tikai morēnas nogulumi, kuri uzguļ tieši uz pamatiežiem. Tādējādi var izteikt pieņēmumu, ka drumlinu veidošanās vietām varēja tikt veicināta apgabalos, kur ledāja gultnē atradās šķiroti nogulumi. Diemžēl atsegumu trūkums šajā teritorijā neļāva veikt detālus iekšējas uzbūves pētījumus un gūt pārliecinošākus pierādījumus šādam interpretējumam.

Pēc ģeoloģisko urbumu aprakstu (Takčidi, 1999) analīzes var spriest, ka Zemgales laukā drumlini lielākoties ir veidoti tikai no morēnas. Lauka Z daļā drumlinus parasti pārklāj Zemgales baseina mālainie, aleirītiskie, retāk smilšainie nogulumi. Šāda drumlinu

uzbūve ir izskaidrojama ar to nelielo augstumu un kvartāra nogulumu nelielo biezumu, kas pārsvarā nepārsniedz 10 m. Lielāks pleistocēna nogulumu biezums ir tikai Zemgales drumlinu lauka R daļā. Zemgales lauka drumlini ir izplatīti virs augšdevona Famenas stāva karbonātiskajiem un terigēnajiem nogulumiežiem. Tas norāda, ka pamatiežu sastāvs neietekmē drumlinu izplatību. Iecavas drumlinu laukā Zemgales sprostezera smilšainie nogulumi lielākoties aizņem tikai starpdrumlinu ieplakas (Meirons, 2002a). Pēc ģeoloģisko urbumu datiem šie drumlini ir veidoti no smilšainas morēnas nogulumiem ar smilts-grants lēcām (Driķis et al., 1980), lai gan V. Zelča dati, kuri balstās uz pētījumiem nelielu karjeru atsegumos, liecina, ka Iecavas laukā ir sastopami drumlini, kuri sastāv no glaciotektoniski deformētiem aleirīta un smilts nogulumiem, un kurus tikai nogāzēs pārklāj morēna (Zelčs, 1993a, 1995c). Zem deformētajiem aleirīta un smilts nogulumiem ieguļ brūnas, stipri sablīvētas vāji akmeņainas, mālainas morēnas nogulumi, kuri veido lēzenas krokas drumlina kodolā (Zelčs, 1993a).

Lāču karjers (23°24'10" E, 56°27'38" N) atrodas 3,3 km garā, līdz 1,8 km platā un ZZA–DDR virzienā orientētā drumlinā pie Tērvetes, Zemgales līdzenuma R daļā (3.1., 4.13. attēls). Drumlinam ir klasiska forma, kas raksturojas ar augstāku un platāku pret ledāja plūsmas virzienu vērsto daļu. Drumlins ietilpst Zemgales laukā, kas ir lielākais drumlinu lauks Viduslatvijas zemienē un Latvijā kopumā. Šajā lauka daļā ir iespējams arī izšķirt uzguldītus lineamentus, kuri līdzinās flūtingiem (4.13. attēls). Drumlins ir tuvākās apkaimes augstākā reljefa forma. Tā virsmas maksimālais absolūtais augstums sasniedz 67,6 m vjl., bet relatīvais augstums ir līdz 20 m. Dziļākajā karjera daļā tā sienu augstums arī sasniedz 20 m. Ņemot vērā, ka karjera atrašanās vietā drumlina relatīvais augstums ir tikai 13 m un absolūtais augstums ir līdz 60 m vjl., karjerā atsedzas arī tie nogulumi, kuri atrodas dziļāk par drumlina pamatni. Tādējādi 4.17. attēlā redzamais litofāciju apraksts ataino gandrīz visa drumlina uzbūvi vertikālā griezumā. Katra no karjera abām garākajām sienām sasniedz 300 m garumu. To vērsums ir subperpendikulārs drumlina garenasij un reģionālajam ledāja plūsmas virzienam. Lauka pētījumi ir veikti vismaz 5 dažādās karjera vietās, tādējādi iegūstot detālu priekšstatu par karjerā atsegtās drumlina daļas uzbūvi.



4.13. attēls. Ledāja veidotā topogrāfija Tērvetes apkārtnē ar ZZA–DDR virzienā orientētiem drumliniem. Ievērojiet lielāko drumlinu un Lāču karjeru attēla apakšējā labajā pusē. Pamatnē reljefa modelis ar apēnojumu (hillshade), šūnas izmērs 2×2 m. Ar SIA Metrum atļauju.

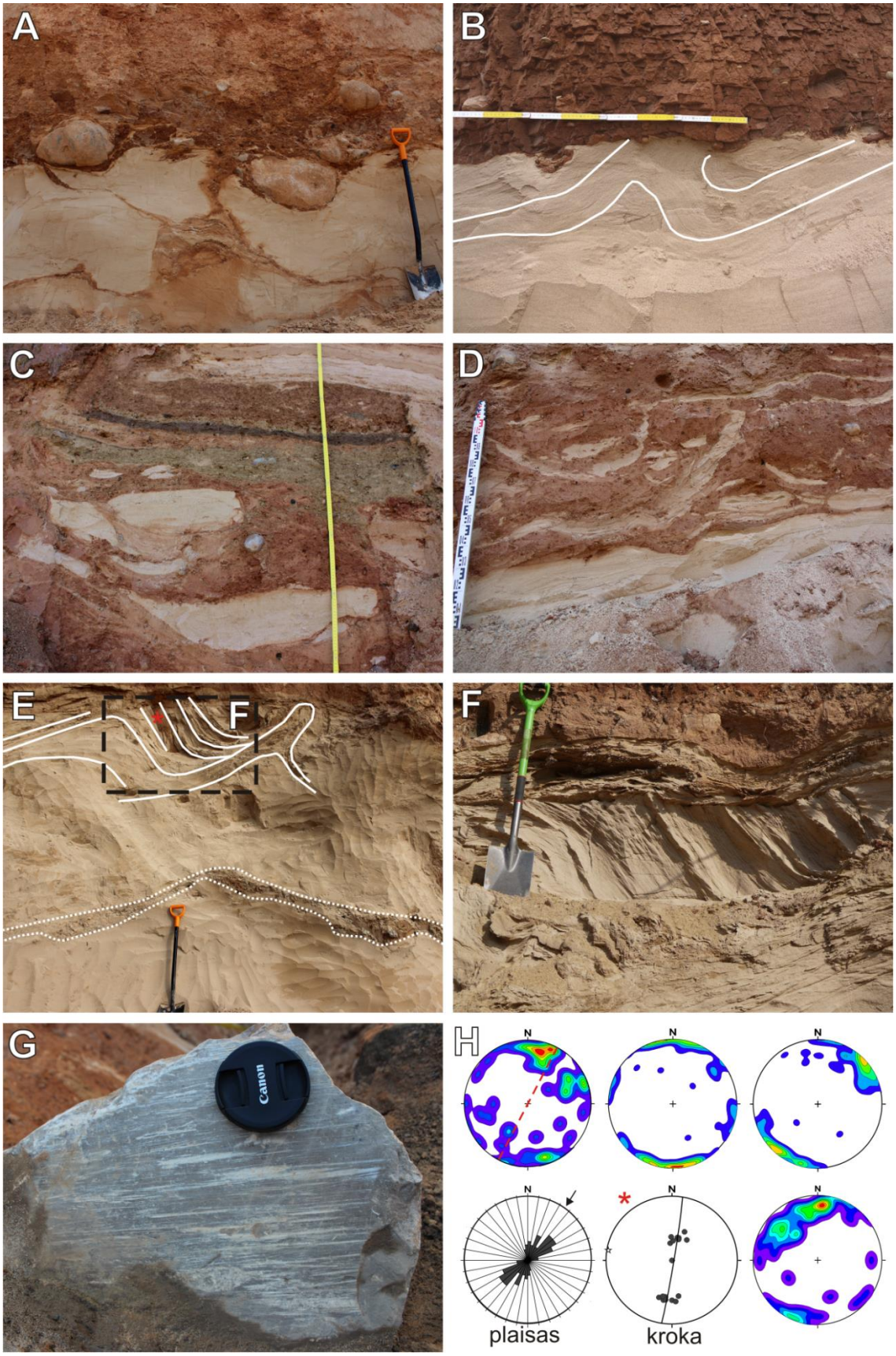
Figure 4.13. Glacial topography in the vicinity of Tērvete consisting of NNE-SSW striking drumlins. Note the largest drumlin and the Lāči sand quarry in the lower left part of the picture. Relief-shaded DEM with grid size of 2×2 m. Courtesy of Metrum Ltd.

Kā liecina karjera ģeoloģiskās izpētes urbumi, drumlina pamatnē ir morēnas nogulumi, kurus pārklāj vismaz 30 m bieza smilšaino nogulumu slāņkopa (Ertners, 2009; Rozītis, Ertners, 2011). Jāatzīmē, ka apakšējais morēnas slānis ir sasniegts tikai vienā urbumā, un tā virsa atrodas 30 m vjl. Virs smilts nogulumiem galvenokārt atrodas vidēji 1,5 m biezs sarkanbrūnas zemledāja morēnas slānis, kura tiek interpretēta kā vilces morēna (angļu val. – *traction till* pēc Evans et al., 2006), jo tā satur gan sablīvēšanās, gan deformācijas pazīmes. Karjera DR sienas centrālajā daļā atseguma augšdaļā konstatēts deformēts diamiktons līdz pat 5 m biezumā. To veido morēnas mālsmilts ar smilts joslām, ievilkumiem un līdzīgām struktūrām. Dažviet karjerā ir novērojams salīdzinoši ass kontakts starp morēnu un pagulošo smilti (4.14. B attēls), kas ir deformēta ar atšķirīgu intensitāti. Pagulošo smilšaino nogulumu glaciotektoniskās deformācijas dziļums ir vismaz 1,5 m, bet dažviet sasniedz 5 m. Smilšainie nogulumi ir deformēti, veidojot asimetriskas vilkšanas krokas, diapīrus, reizēm arī trauslas deformācijas struktūras. Atsegumā karjera ZA sienas centrālajā daļā tika dokumentētas izteiksmīgas krokas smilts nogulumos (4.14. E attēls). Vienas krokas augšējo daļu nošķeļ zemmorēnas bīdes zona (4.14. F attēls). Pagulošajā smiltī tika konstatēts dažus desmitus cm biezs izlocīts diamiktona slānis. DR sienas atsegumā smiltī zem augšējā sarkanbrūnās morēnas slāņa tika dokumentētas izlocītas dažus cm biezas morēnas joslas un aleirīta/smilts/morēnas materiāla bloka ieslēgums (4.14. A attēls). Šī struktūra var tikt interpretēta kā atkārtoti deformēta bīdes zona. Morēnas apakšējā daļā bija novērojama palielināta oļu un akmeņu koncentrācija. Daži bija iespiesti pagulošajā smiltī, kas acīmredzot notika gultnes izvagošanas rezultātā.

Augšējās sarkanbrūnās morēnas nogulumiem lielākoties ir raksturīga labi izteikta plātņainība (4.14. B attēls), novērojamas bīdes plaisas un vietām apakšējā daļā smilts ievilkumi un joslas (4.14. D attēls), kuras var tikt interpretētas kā tektoniskās kārtiņas (pēc Boulton et al. 2001). Tās ir veidojušās vairākkārtējos deformācijas etapos, ledājam atkārtoti sakabinoties un atkabinoties no gultnes. Šādi procesi liecina par fluktuējošu porūdens spiedienu. Acīmredzot porūdens spiediens drumlina veidošanās laikā bija salīdzinoši augsts, par ko liecina plaši izplatītās plastiskas deformācijas struktūras zemmorēnas nogulumos. Karjera ZA sienā zemmorēnas smilšainajos nogulumos tika dokumentēta diapīra struktūra no aleirīta un aleirītiskas smilts nogulumiem. Struktūrā ir novērojams subvertikāls, izlocīts slāņojums. Šādas struktūras veidošanās varēja notika apstākļos, kad smalkgraudainākajos un līdz ar to mazcaurlaidīgākajos nogulumos bija augstāks porūdens spiediens nekā virs tiem esošajos smilšainajos nogulumos. Uz morēnas nogulumos esošajiem karbonātiskajiem, reizēm arī kristāliskajiem oļiem un sīkakmeņiem nereti ir sastopamas ledāja radītās skrambas (4.14. G attēls). Tās apliecina morēnas nogulumu zemledāja izcelsmi. Skrambas gandrīz vienmēr ir paralēlas oļu garenasīm, kā arī uz lielākajiem akmeņiem esošās skrambas bieži sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu šajā teritorijā un drumlina garenass orientāciju (ZZA–DDR). Skrambas tika novērotas ne tikai uz oļu un akmeņu augšējām virsmām, bet arī uz apakšējām. Tās liecina par bazālo slīdēšanu. Ja skrambas atrodas uz akmeņu apakšējām virsmām, tas norāda uz ledāja akmeņu pārvietošanu plūsmas virzienā, tiem atrodoties ledāja bazālajā daļā.

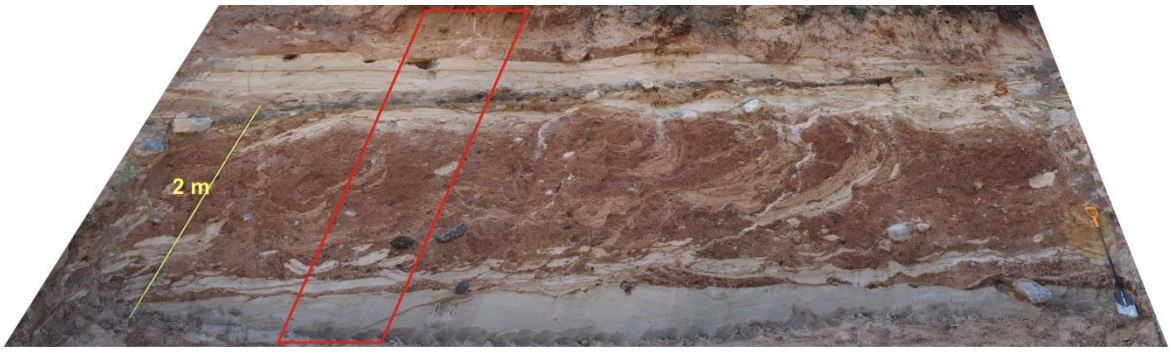
Augšējās zemledāja morēnas nogulumos vairākās vietās tika veikti oļu garenasu orientācijas mērījumi. Orientācijas maksimumi lielākoties ir Z, ZZA un ZA virzienos (4.14. H attēls). Tādējādi oļu garenasis ir orientētas paralēli, vietām sub-paralēli drumlina garenasij, kas liecina par nelielām lokālām ledāja sprieguma variācijām. Šāds morēnā esošu oļu orientācijas raksturs ir plaši izplatīts drumlinos (Stokes et al., 2011). Morēnā tika uzmērītas arī sapārotās plaisas un rekonstruēta normālā maksimālās spiedes ass (4.14. H attēls), kuras orientācija arī sakrīt ar drumlina garenasi. Vairākās smilšaino nogulumu krokās tika uzmērītas noslāņojuma virsmas un rekonstruēti kroku šarnīri, kuri lielākoties ir vērsti perpendikulāri drumlina garenasij, tādējādi liecinot par galveno kompresējošo

spriegumu no ZZA, kas arī sakrīt ar ledāja plūsmas virzienu. Kopumā nogulumu struktūras Lāču karjerā un glaciotektoniskās deformācijas mainīgā telpiskā izplatība un intensitāte liecina par fluktuējošu porūdens spiedienu, ledāja un gultnes sasaistes svārstībām.



4.14. attēls. Drumlinu veidojošo morēnas un pagulošo smilšaino nogulumu deformācijas struktūras dažādos Lāču karjera atsegumos. A. Subglaciālā morēna un deformēti pagulošās smilts nogulumi. Ievērojiet laukakmeņus morēnas nogulumu bazālajā daļā, deformētas morēnas joslas un morēnas/aleirīta ieslēgumu smilšainajos nogulumos. B. Sablīvējuma morēna ar skaidri redzamām morēnas plātnēm un subverikālām plaisām, un nedaudz deformētiem pagulošās smilts nogulumiem. C. Deformācijas morēna ar stipri novājinātām un deformētām smilts lēcām un ieslēgumiem. Redzams, ka smilts ieslēgumi ir vairāk deformēti un noapaļoti morēnas nogulumu augšējā daļā. D. Deformācijas morēna ar salīdzinoši mazāk novājinātām un krokotām smilts kārtiņām un budināžu. E. Deformēti smilts nogulumi vismaz 4 m dziļumā. Ievērojiet skaidri redzamās asimetriskās krokas tieši zem morēnas nogulumiem un deformētu morēnas nogulumu lēcu iezīmētu ar balto, punktoto līniju. F. 14.3. E fotogrāfijas pietuvināts apgabals. Izdalās sub-vertikāli slāņotā smilts krokas spārnā un bīdes zona, kas nošķeļ krokas augšējo daļu. G. Ledāja skrambas akmens augšējā virsmā. H. Morēnas makrolinearitātes, sapāroto plaisu un rekonstruētā krokas šarnīra (skat. mērījumu vietas 4.14. E attēlā, atzīmētas ar sarkanas krāsas zīmi) orientācijas vizualizācija diagrammās. Drumlina kores orientācija ir attēlota pirmajā diagrammā ar sarkano līniju (H attēla augšējā kreisajā stūrī). Morēnas makrolinearitāte tika mērīta dažādās Lāču karjera vietās.

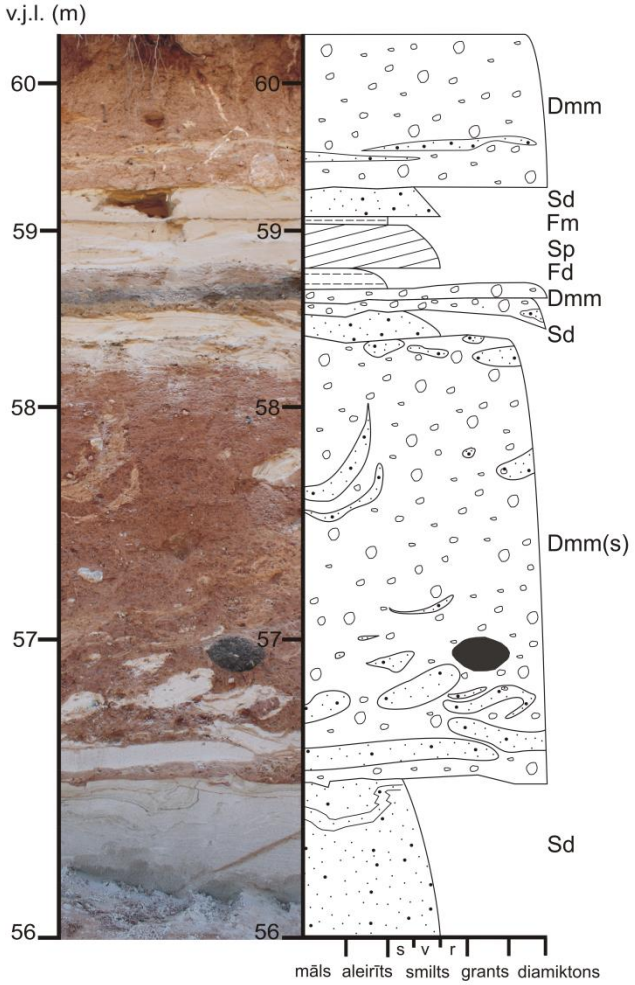
Figure 4.14. Deformation structures in the subglacial till and underlying sandy sediments in the outcrop located at the different parts of the sand quarry of the Lāči drumlin. A. Subglacial till underlain by deformed sandy sediments. Visible lodged boulders at the base of till, deformed till strings and significant inclusion of till and silt in sandy sediments. B. Lodgement till with clearly visible shear planes and sub-vertical joints underlain by slightly folded fine-grained sand. Note the almost sharp contact. C. Deformation till with highly attenuated and deformed sand lenses and intraclasts. Sand intraclasts become more deformed and rounded upwards. D. Deformation till with less attenuated, folded and boudinaged sand laminae. E. Deformed sandy sediments at a depth of at least 4 m. Note the clearly visible asymmetrical folds just below upper till bed and deformed till lens underneath (white dotted line). F. Close-up photograph of Fig. 14.3E. Note sub-vertically bedded sand in the limb of the fold and the shear zone that cuts the upper part of the fold. G. Glacial striations on the upper surface of boulder. H. Stereoplots of till fabric, conjugated joints and fold (see location of measurements in Fig. 4.14. E marked by red sign) structural measurements. The orientation of the drumlin crest is shown in the till fabric plot by a red line. Till fabric measurements were taken within subglacial till at different locations in the Lāči sand quarry.



4.15. attēls. Atsegums Lāču karjera DR sienā ar deformācijas morēnu. 4.16. attēlā redzamā litofāciju apraksta sleja ir norādīta at sarkano līniju.

Figure 4.15. Outcrop showing deformation till at the SW wall of the Lāči quarry. See Fig. 4.16. for sedimentary log shown by red line.

Lāču karjera DR sienā tika attīrīts 4 m augsts atsegums, kura apakšējā daļā konstatēti diamiktona nogulumi ar īpatnējām zemledāja deformācijas struktūrām (4.15., 4.16. attēls.). Līdz 1,80 m biezu diamiktonu veido sarkanbrūna zemledāja morēna ar pagulošās smilts ievilkumiem, no kuriem lielākie veido dažāda biezuma ieliektas subvertikālas joslas gandrīz visa diamiktona biezumā, savukārt salīdzinoši mazākas struktūras ir atsevišķi ovāli ievilkumi. Diamiktona apakšējā daļā ievilkumu joslas ir biežākas, un tās ir subhorizontālas. Morēnā sastopami oļi un akmeņi, uz kuriem konstatētas ledāja skrambas uz to augšējām virsmām. Diamiktons tiek interpretēts kā deformācijas morēna. Atsegumā sastopamie nogulumi un struktūras tiek interpretētas kā vilces glaciodinamiskā zona, kura veidojas morēnas un zemledāja smilšaino nogulumu kontaktzonā, bazālās slīdēšanas etapiem mijoties ar īslaicīgām ledāja un gultnes sasaistes etapiem. Smilts nogulumu joslas ievilkšana notiek etapā, kad ledājs ir sakabinājies ar gultni. Pieaugot porūdens spiedienam, notiek secīga ledāja atkabināšanās no gultnes.

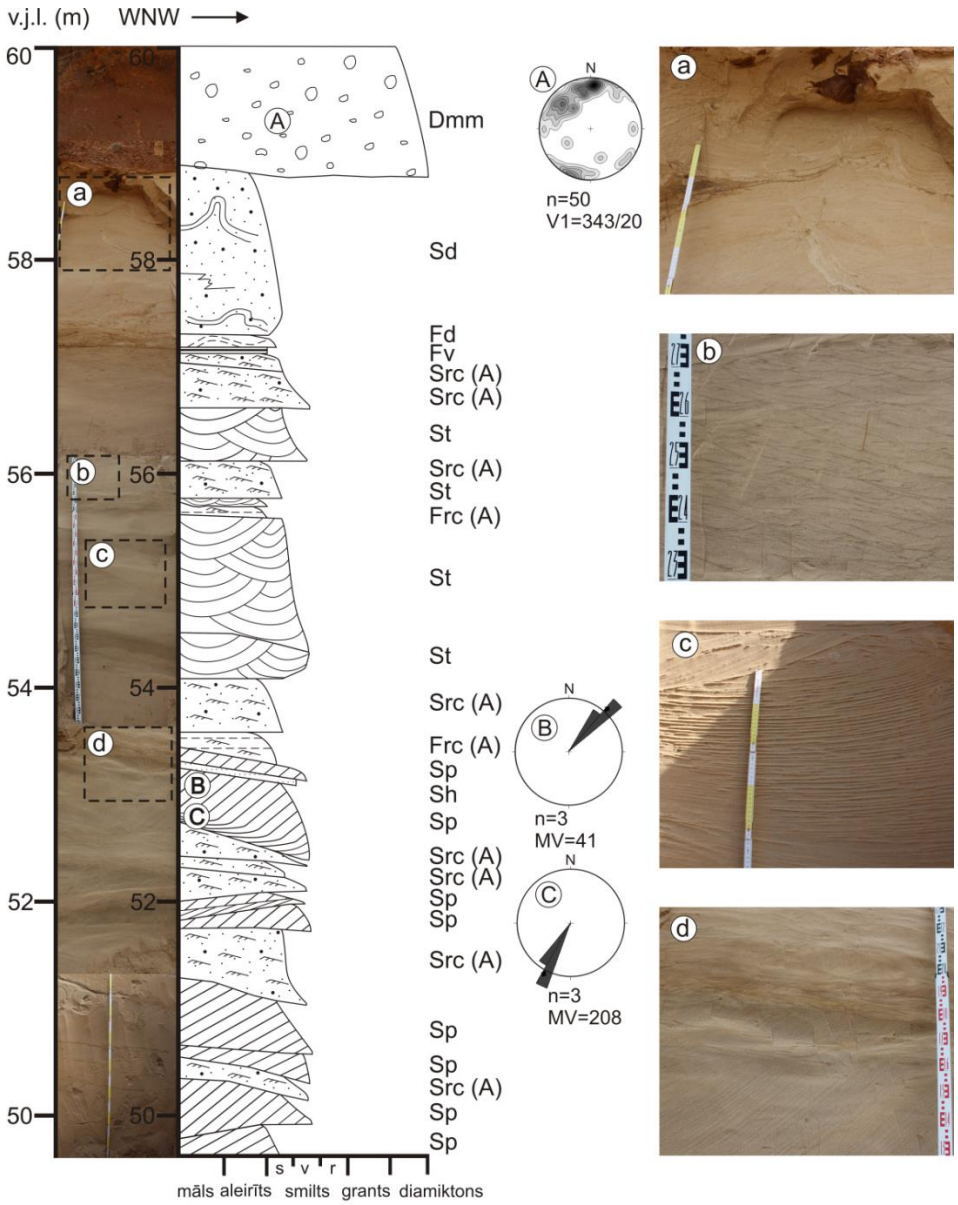


4.16. attēls. Lāču drumlina augšējā daļā esošo nogulumu griezuma uzbūve un litofācijas. Skat. novietojumu 4.15. attēlā un litofāciju kodus 3.1. tabulā.

Figure 4.16. Lithological composition and sedimentary log of the upper part of the section at the Lāči quarry. See Fig. 4.15 for location and Table 3.1. for lithofacies codes.

Iepriekšminētajā atsegumā tika arī veikta detāla litofāciju aprakstīšana (4.16. attēls). Atseguma apakšdaļu un vidusdaļu veido deformēta smilts un deformācijas morēna, kuru pārklāj augšējās deformēta smilts slānis un dažus desmitus centimetrus biezas brūnas, dzeltenīgi brūnas un pelēkas morēnas slāņi. Atseguma augšdaļā virs dažādas krāsas morēnas nogulumiem sastopami nedeformēta, masīva aleirīta un plakani slīsplāņotas smilts nogulumi, ko pārklāj deformēta smilts un sarkanbrūna zemledāja morēna ar retiem smilts

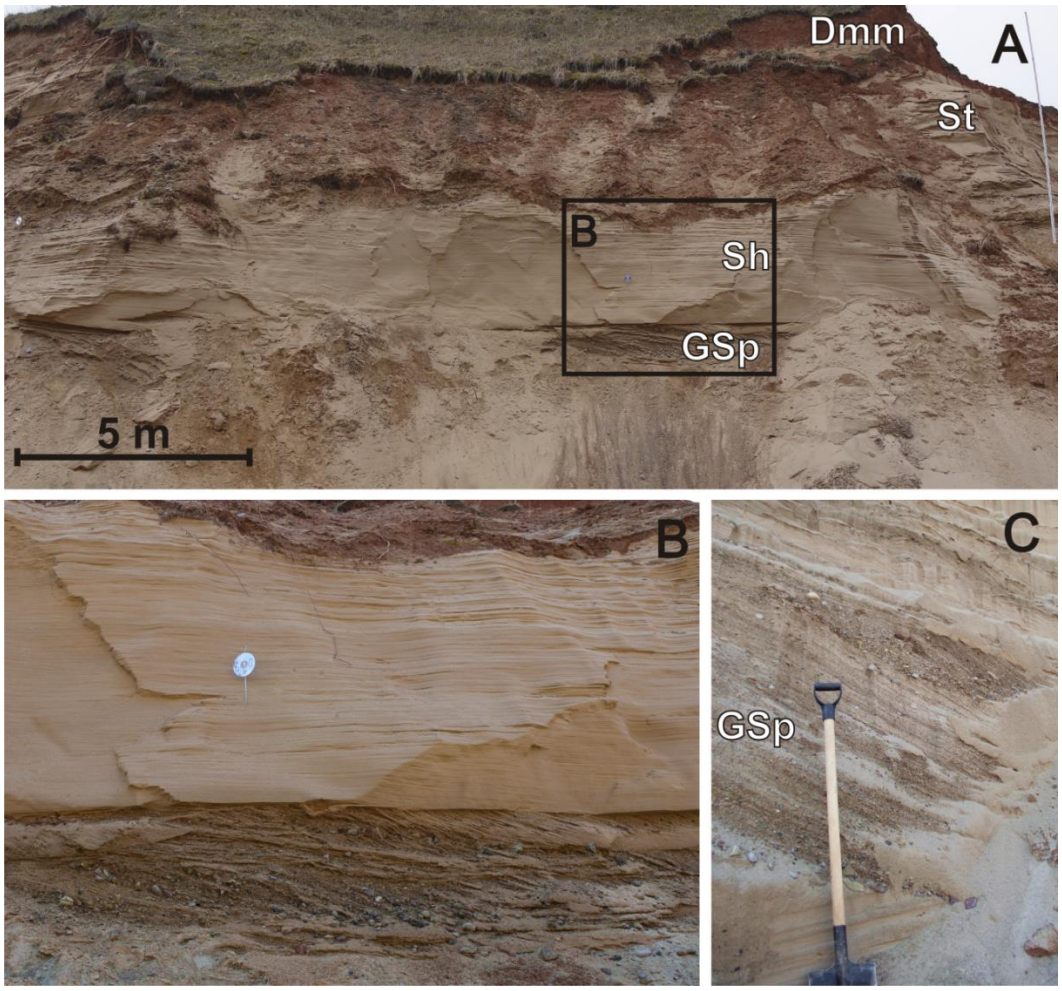
ievilkumiem. Augšējā sarkanbrūnā morēna ir izplatīta arī pārējā karjera daļā, bet uzreiz virs šķirotajiem nogulumiem. Šādi nogulumu saguluma apstākļi ir konstatēti tikai karjera DR sienas vidusdaļā. Līdzīga atšķirīgas krāsas morēnas nogulumu struktūra ir laterāli izsekojama arī ārpus aprakstītā atseguma mainīgā biezumā. Uzskatāms piemērs ir redzams 4.14. C attēlā, kur var droši izšķirt četras dažādas krāsas morēnas. Apakšējā daļā ir sarkanbrūnas morēna ar izteiksmīgām smilts joslām un lēcām, virs tās gaiši zaļganpelēka morēna, tad dažus cm bieza tumšpelēka morēnas josla, ko pārklāj normālbrūna morēna. Minētais nogulumu un to struktūru apraksts liecina par komplicētu nogulumu uzkrāšanās vēsturi un ļoti atšķirīgiem zemledāja deformācijas, erozijas un nogulsnēšanās apstākļiem dažādās drumlina vietās.



4.17. attēls. Lāču drumlinu veidojošo nogulumu griezuma uzbūve un litofācijas. Apzīmējumi fotogrāfijām: (a) – deformēta smilts; (b) – smilts ar subkritiski kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu; (c) – smilts, muldveidīgi slāņota; (d) – plakani slīpslāņota smilts lejasdaļā un subkritiski kāpjoši ripsnots smilšains aleirīts augšējā daļā. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.17. Lithological composition and sedimentary log of the section at the Lāči drumlin quarry. Legend for close-up photographs: (a) – deformed sand; (b) – sand with subcritically climbing-ripple cross-lamination; (c) – trough cross-bedded sand; (d) – planar cross-bedded sand and subcritically climbing-ripple cross-laminated sandy silt in the upper part. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Lāču drumlina kodolu veido šķiroti nogulumi – galvenokārt smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts, vietām grants un aleirīts. Zem morēnas esošie nogulumi ir deformēti dažu metru biezumā, savukārt dziļāk esošie nogulumi ir nedeformēti, kas ļāva veikt detālu litofāciju aprakstu un rekonstruēt šo nogulumu uzkrāšanās paleovidi. Nogulumu litofācijas ir redzamas 4.17. attēlā, visbiežāk tā ir plakani slīpslāņota, muldveidīgi slāņota, horizontāli slāņota un ripsnoti slīpslāņota smilts. Litofācijas vertikālā un laterālā virzienā ir mainīgas, vietām smalkgraudainu smilti nomaina grantaini nogulumi (4.18. attēls). Plakani un muldveidīgi slīpslāņotā smilts ir uzkrājusies zemūdens grēdās vai arī piegultnes un citās sērēs, savukārt salīdzinoši lēnākās straumēs ir uzkrājusies ripsnotā smilts un aleirīts, kuru tekstūru bieži veido A-tipa jeb subkritiskais kāpjošais ripsnojums. Horizontāli slāņota smilts ir uzkrājusies seklās un salīdzinoši ātrās straumēs augšējā plūsmas režīmā. Griezumā (4.17. attēls) ir iespējams izdalīt 6 sedimentācijas ciklus, kurā plakani un muldveidīgi slīpslāņotu smilti pārklāj ripsnota smilts, tādējādi liecinot par ūdens straumes ātruma samazināšanos cikla noslēguma posmā.



4.18. attēls. Šķirotu, nedeformētu zemmorēnas nogulumu saguluma apstākļi Lāču karjera DR sienas atsegumā. A. Atseguma kopskats. B. Atseguma fragments ar horizontāli slāņotām smiltīm un plakani slīpslāņotu smilšainu granti. C. Plakani slīpslāņota smilšaina grants netālu no atseguma. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.18. Sorted, undeformed sediments in the SW wall of the Lāči quarry. A. Overview of the outcrop. B. The fragment of the outcrop with horizontally bedded fine sand underlain by cross-bedded sandy gravel. C. Cross-bedded sandy gravel near by the outcrop. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Lāču drumlina nedeformēto šķiroto nogulumu tekstūras, graudu izmērs, vertikālās un laterālās izmaiņas liecina par to veidošanos tekošās ūdens straumēs – fluviālu sedimentāciju, iespējams, aluviāla vai sandru līdzenuma distālajā daļā vai seklūdens baseina malas zonā. Smilšaino nogulumu uzkrāšanās notika zarotās straumēs, kuras nereti migrēja un dažviet mijās ar lielākiem kanāliem, kuros nogulsnējās rupjgraudaināks, grantains materiāls. Nogulumu uzbūve un litofācijās līdzinās fluviālo (Miall, 1977, 1978) vai pleistocēna sandru distālo daļu fāciju modeļiem (Zieliński, van Loon, 2002, 2003). Lāču karjerā lielākoties ir izšķiramas fācijas, kas nogulsnējušās smilšainās, zarotās straumēs, iespējams, proglaciālās sedimentācijas distālajā zonā. Lai gan veiktie litofāciju pētījumi viennozīmīgi norāda uz nogulumu uzkrāšanos tekošās ūdens straumēs, tomēr tie nesniedz viennozīmīgu atbildi par minēto nogulumu ģenētisko piederību fluviālajam vai glaciofluviālajam tipam. Attiecīgās zarotu straumju litofācijas gan pleistocēna sandru distālajās daļās, gan upju straumēs var būt grūti atšķiramas, jo abos gadījumos sedimentācija notiek fluviālā vidē, un to atšķirību noteikšanai nepieciešami ļoti detāli litofāciju u. c. pētījumi, kas nebija šī darba uzdevums. Šo nogulumu OSL datēšanas rezultāti) norāda uz to uzkrāšanos agrās Vislas laikā (skat. 4.2.4. apakšnodaļu), kad Latvijas teritorijā bija no ledus brīvi apstākļi (Zelčs et al., 2011). Tādējādi, pamatojoties uz datēšanas rezultātiem un to ticamību, Lāču karjerā sastopamie zemmorēnas smilšainie nogulumi būtu pieskaitāmi fluviālajam ģenētiskajam tipam.

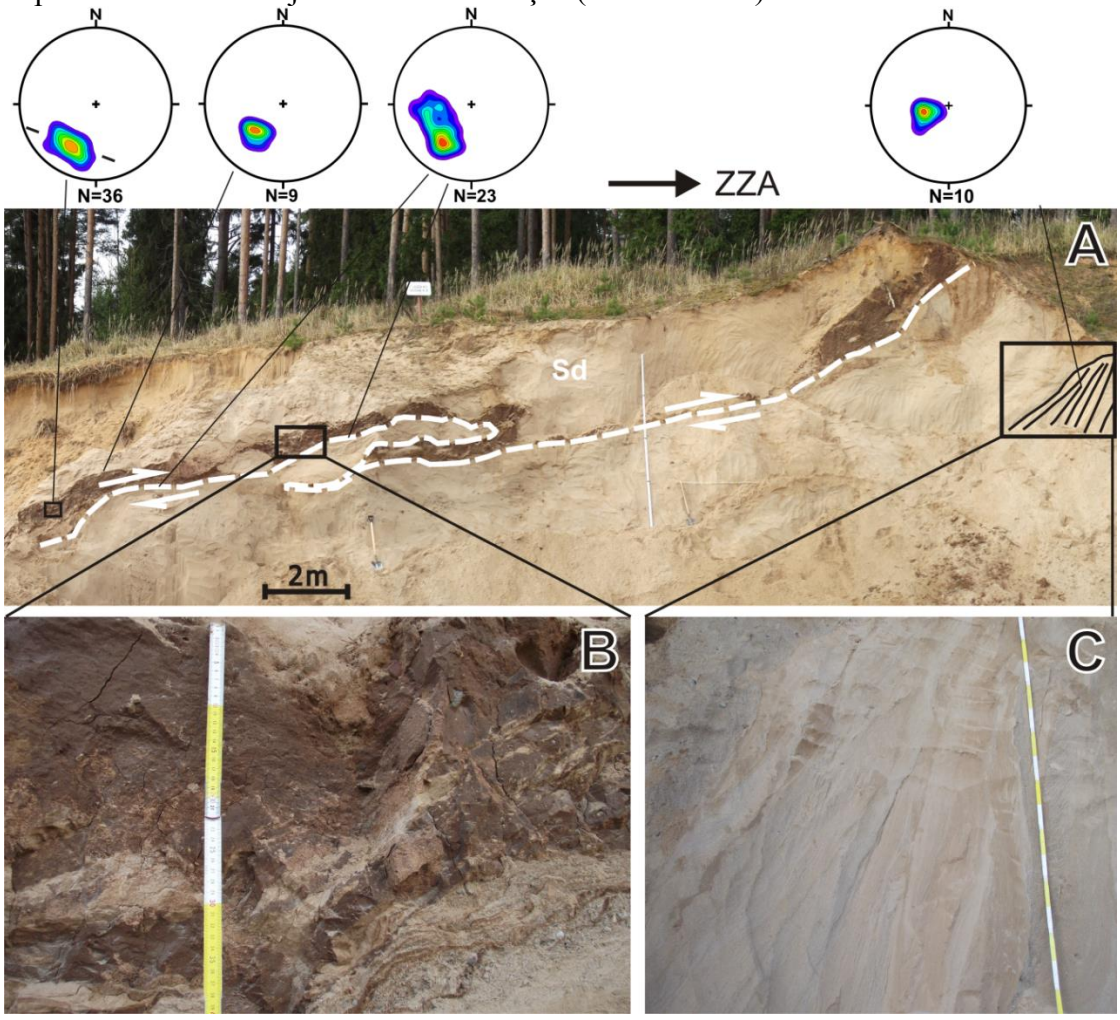
Brencēnu karjers (25°28'58" E, 56°42'41"N) ierīkots RZR–ADA virzienā stieptā, 1,90 km garā un 0,78 km plata drumlina proksimālajā daļā. Drumlins atrodas Madlienas drumlinu lauka DA daļā. Tas ir līdz 32 m augsts, augstākais drumlina virsas punkts atrodas tā proksimālajā daļā. Drumlina kore pazeminās distālā virzienā par 10 m. Drumlins stiepjas šķērseniski Kokneses–Ērgļu ceļam (4.19. A attēls), kas šķērso to pirms Vecbebriem. Autora agrāko pētījumu rezultāti (Lamsters, 2012), kuri iegūti, izmantojot ģeoloģisko urbšanu un radiolokāciju, liecina, ka Brencēnu drumlina augstāko proksimālo daļu galvenokārt veido šķiroti nogulumi ar atsevišķiem morēnas zvīņveida uzbīdījumiem nogāzēs. Drumlina vidusdaļa sastāv no vairāk kā 5 m biezas morēnas slāņkopas, savukārt distālajā daļā zem vidēji 0,5 m bieza morēnas slāņa atrodas smilts nogulumi. Karjera ģeoloģiskās izpētes dati (Kalniņš, u. c., 1991) liecina, ka smilšaino nogulumu slāņkopas biezums drumlina proksimālajā daļā sasniedz 27 m un vairāk. Zem tās savukārt ieguļ morēnas smilšmāls. Tādējādi šī drumlina proksimālo daļu veido ar Lāču drumlinu salīdzināma biezuma smilts nogulumu slāņkopa.

Interesantas Brencēnu drumlina uzbūves detaļas tika dokumentētas atsegumos karjera ZZR un DR sienās. Atsegumu ZZR sienā (4.19. B attēls) veido līdz 2,5 m biezs deformācijas morēnas slānis. Tas uzguļ smilts nogulumiem, kuros novērojama deformēta, slāņota tekstūra. Morēnas nogulumi šajā, tāpat kā citos atsegumos, ir deformēti, un to homogenizācijas pakāpe ir atšķirīga. Lielākoties viscaur morēnas slānim ir iespējams izsekot centimetru un milimetru biezuma smilts ievilkumus (4.19. B, D attēls), un pat līdz 1 m garu aleirīta bloku, kurš liecina par zemu morēnas homogenizācijas pakāpi un lēnu zemledāja deformācijas ātrumu. Oļu garenasis morēnā (4.19. B attēls) stāvi krīt (40°) RDR virzienā, kas sakrīt ar drumlina garenass orientāciju. Domājams, garenasu stāvais krituma leņķis ir veidojies, pārorientējot sākotnējo oļu linearitāti ledāja plūsmas virzienā morēnas slāņa deformācijas rezultātā, kuras laikā notika oļu orientācija ap īso asi, tāpēc saglabājās sākotnējais oļu garenasu krituma azimuts. Par morēnas slāņa deformāciju liecina arī tā izlocītā apakšējā virsma un zemmorēnas nogulumu sīkās deformācijas struktūras. Atsegumā karjera DR sienā (4.19. C attēls) ir redzama karjerā sastopamo nogulumu raksturīgā deformētā struktūra, kuru veido dislocēti morēnas, smilts, un vietām arī grants slāņi. Nereti šķirotos nogulumus šķērso atšķirīgi orientētas plaisu sistēmas. Kopumā

Brencēnu karjera nogulumu pētījumi liecina par drumlina veidošanos aktīvos zemledāja deformācijas procesos. Drumlina augstākā proksimālā daļa ir veidojusies ledāja gultnes materiāla izspiešanas rezultātā, savukārt attīstības noslēguma posmā drumlina nogāzēs notika zvīņveida uzbīdījumu veidošanās no starpdrumlinu ieplakas vērsta spiedes sprieguma rezultātā.

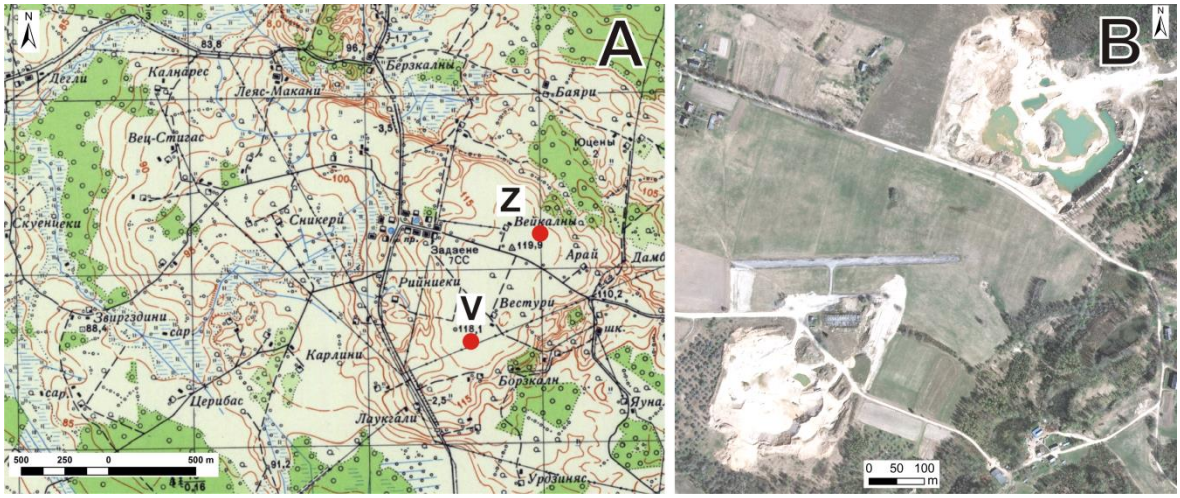
4.19. attēls. Brencēnu drumlins un tā uzbūves īpatnības. A. Skats uz Brencēnu drumlina DDR nogāzi no sāniem. B. Atsegums Brencēnu karjera ZZR sienā. C. Atsegums karjera DR sienā ar deformētiem morēnas un šķirotiem nogulumiem drumlina kodolā. D. Atseguma fragments ar deformācijas morēnu virs deformētas smilts.
Figure 4.19. The Brencēni drumlin and perculiarities of its composition. A. A view towards the SSW slope of the drumlin. B. Outcrop in the NNW wall of the Brencēni quarry. C. Outcrop in the SW wall with deformed till and sorted sediments in the core of the drumlin. D. A fragment of the outcrop consisting of deformation till underlain by deformed sand.

Drumlina morfoloģiski izteiksmīgākā daļa sastāv no deformētiem smilts nogulumiem. Atsegumā, kas vērsts šķērseniski pret drumlina garenasi un atrodas karjera sienas centrālajā daļā (4.20. A attēls), smilts nogulumi veido injektīvu diapīrkroku ar subvertikāli krītošām noslāņojuma virsmām (4.20. C attēls), kuras stāvi krīt ADA virzienā. Atseguma augšējā daļā, kas izvietots drumlina nogāzē, deformētas smilts nogulumus pārtrauc līdz 1 m biezs morēnas starpslānis. Šis starpslānis tika interpretēts kā zvīņveida uzbīdījums. Tā virsmas krituma un morēnas makrolinearitātes mērījumu rezultāti liecina par kompresējošo spriegumu, kas vērsts no DDR un DR, respektīvi, no starp-drumlinu ieplakas puses. Uzbīdījuma centrālajā daļā morēnas slānis ir sakrokots. Tā augšdaļu veido brekčijveida homogenizēta zemledāja morēna, savukārt apakšdaļā tika konstatēta deformācijas morēna. Deformācijas morēnā ir sastopami smilts ievilkumi un dažādā pakāpē izlocītas un novājinātas smilts kārtiņas (4.20. B attēls).



4.20. attēls. Drumlina augstākās, proksimālās daļas iekšējā uzbūve Brencēnu karjerā. A. Atsegums šķērseniski drumlina garenasij ar morēnas zvīņveida uzbīdījumu drumlina nogāzē. B. Atseguma fragments ar zemledāja morēnu. C. Atseguma fragments ar subvertikāli krītošiem smilšaino nogulumu slāņiem. Morēnas makrolinearitātes, morēnas un smilšaino nogulumu kontaktu un slāņojuma mērījumi ir parādīti izolīniju diagrammās.
Figure 4.20. Internal structure of the stoss side of the drumlin in the Brencēni quarry. A. Outcrop in the NW wall of the quarry consisting of the till overthrust. B. A fragment of outcrop with subglacial till. C. A fragment of outcrop with sub-vertically bedded sandy sediments. Till macrofabric, sand-till contacts and bedding of sand is shown in contour diagramms.

Zādzenes (25°7'45" E, 56°47'41" N) un **Viesturu** (25°7'18" E, 56°47'" N) **karjeri** atrodas 3 km garas, 1,7 km platas un līdz pat 30 m augstas reljefa formas augstākajā daļā. Šo reljefa formu var klasificēt kā drumlinu, lai gan tā forma ir savdabīga. To raksturo stāvas ZA un DA nogāzes, lēzena proksimālā daļa, stāvāka distālā daļa ar plakanu virsmu, kuras absolūtais augstums sasniedz 120,4 m (4.21. A attēls). Šajā daļā ir izvietoti abi pētītie karjeri (4.21. B attēls). Drumlinveidīgā forma atrodas Madlienas drumlinu laukā un kopumā ir orientēta ZR-DA virzienā, tādējādi tās garenass vērsums ir paralēls reģionālajam ledāja plūsmas virzienam. Zādzenes un Viesturu karjeros griezumu galvenokārt veido horizontāli slāņotas un slīpslāņotas smalkgraudainas līdz vidējgraudainas smilts nogulumi, kuru biezums pārsniedz 19 m, slāņkopas pamatne nav sasniegta karjeru ģeoloģiskās izpētes urbumos (Ābola, 1982, 1983; Bērziņa, Lukševičs, 2009).



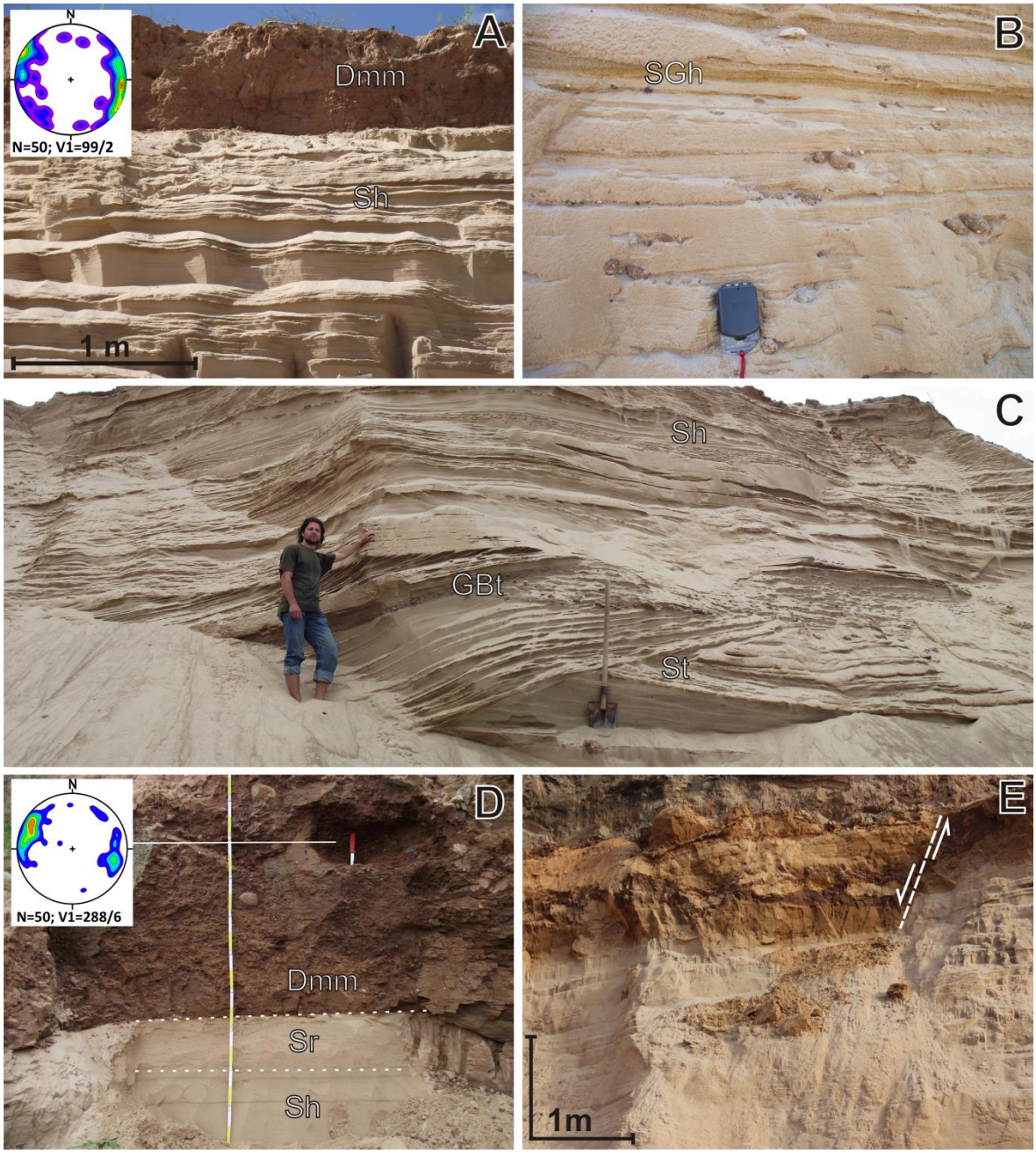
4.21. attēls. A. 1: 25 000 mēroga topogrāfiskās kartes fragments ar Zādzenes drumlinveidīgo reljefa formu. Apzīmējumi: Z – Zādzenes karjers; V – Viesturu karjers. B. Abu karjeru novietojums 2013.g. ortofoto.

Figure 4.21. A fragment of 1: 25 000 scale topographic map showing Zādzene drumlin-like landform. Legend: Z – Zādzene quarry; V – Viesturi quarry. B. The location of quarries in ortophoto map, 2013.

Smilts nogulumus esošajā Zādzenes karjerā pārklāj līdz 2,3 m bieza zemledāja morēna. Savukārt kādreizējā atradnē "Zādzene II", kura atradās pretim bijušajai Zādzenes skolai drumlina pašā distālajā daļā, atsevišķos ģeoloģiskās izpētes urbumos ir konstatēts līdz pat 6–7 m biezs morēnas nogulumu slānis (Ābola, 1983). To veido masīva, homogenizēta, sarkanbrūna mālaina smilts, kura ir tipiska zemledāja sablīvējuma morēna. Tai ir raksturīgi asi kontakti ar pagulošo smilti (4.22. A, D attēli), un nav novērojami makroskopiski smilts ievilkumi. Smilšainā slāņkopa lielākoties ir nedeformēta, pat tieši zem morēnās tajā pārsvarā ir novērojama netraucēta struktūra, kurā tikai dažviet ir konstatētas nelielas trauslas glaciotektoniskās deformācijas pazīmes. Šie novērojumi liecina par ļoti ierobežotu zemledāja deformāciju pretstatā novērojumiem citos drumlinos.

Deformēti zemmorēnas nogulumi tika atrasti tikai Zādzenes karjera ZR daļā. To biezums ir apmēram 1 m. Šo deformēto slāņkopu veido smilšains aleirīts un aleirītiska smilts ar morēnas starpkārtu, kurā ir novērojamas smilts lēcas, kuras atgādināja budināžas struktūras (4.22. E attēls). Slāņkopu vietām šķērso lūzumi. Tās apakšējā daļā aleirītam ir ripsnota tekstūra un ass kontakts ar nedeformētās smilts pagulslāni. Minētās īpatnības liecina, ka šī slāņkopa jau vismaz daļēji sasalušā stāvoklī ir tikusi uzbīdīta virs nedeformētajiem smilšainajiem nogulumiem. Plastiska deformācija bija ierobežota. Šādos

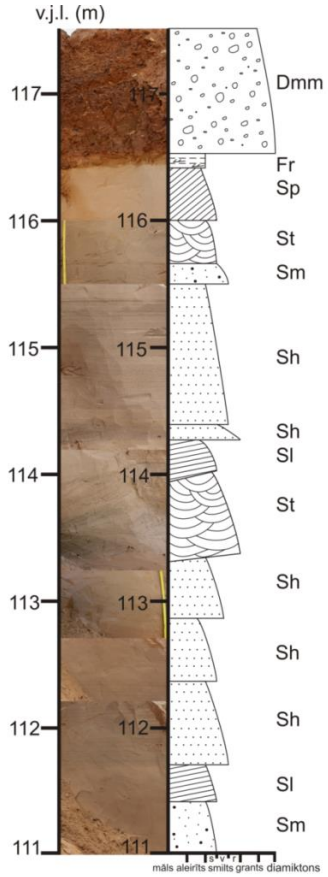
apstākļos smilts ieslēgumu un morēnas nogulumu sajaukšanās bija stipri apgrūtināta. Divās vietās morēnā veiktie oļu garenasu orientācijas mērījumu rezultāti skaidri norāda par ledāja spriegumu no RZR (4.22. A, D attēli), kas ir nedaudz ieslīpi pret reģionālo ledāja plūsmas virzienu (ZR–DA). Savukārt morēnas makrolinearitāte Viesturu karjerā ir izteikti paralēla ledāja plūsmas virzienam.



4.22. attēls. Drumlina iekšējā uzbūve Zādzenes karjera atsegumos. A. Zemledāja morēnas un pagulošās horizontāli slāņotās smilts nogulumi. Skat. arī aso kontaktu starp morēnu un smilts pagulslāni. B. Grantaina horizontāli slāņota smilts un māla saveltņi ar grants un sīku oļu apvalku. C. Horizontāli un muldveidīgi slāņotas smilts slāņkopa ar akmeņainas grants starpslāņiem. D. Ass kontakts starp zemledāja morēnu un ripsnoti slīpslāņotu smilti. E. Nomats nedeformētas smilts slāņkopu pārsedzošajos deformētajos aleirīta, smilts un diamiktona nogulumos. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.22. Internal structure of a drumlin at the Zādzene quarry. A. Subglacial till underlain by horizontal-laminated sand. Note the sharp contact between till and underlaying sand. B. Gravelly horizontal-laminated sand with soft-sediment clasts (clay balls coated by gravel). C. Horizontal-laminated and trough cross-laminated sand beds with bouldery gravel interbeds. D. Sharp contact between subglacial till and ripple cross-laminated sand. E. A normal fault within deformed silt/sand/diamicton sediments underlain by undeformed laminated sediments. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Gan Zādzenes, gan Viesturu karjeros tika veikta detāla litofāciju aprakstīšana nogulumu slāņkopas augšējā daļā, lai rekonstruētu nogulumu uzkrāšanās paleovidi. Litofāciju aprakstīšanai tika attīrītas viena vertikālas slejas 8 m dziļumā no zemes virsas Zādzenes karjerā (4.23. attēls) un divas slejas 3 līdz 9 m dziļumā no zemes virsas Viesturu karjerā (4.24. attēls). Smilts nogulumos dominē horizontāli slāņotas, lēzeni, plakani un muldveidīgi slīpslāņotas tekstūras, dažviet arī straumju ripsnojums (4.23. un 4.24. attēls).

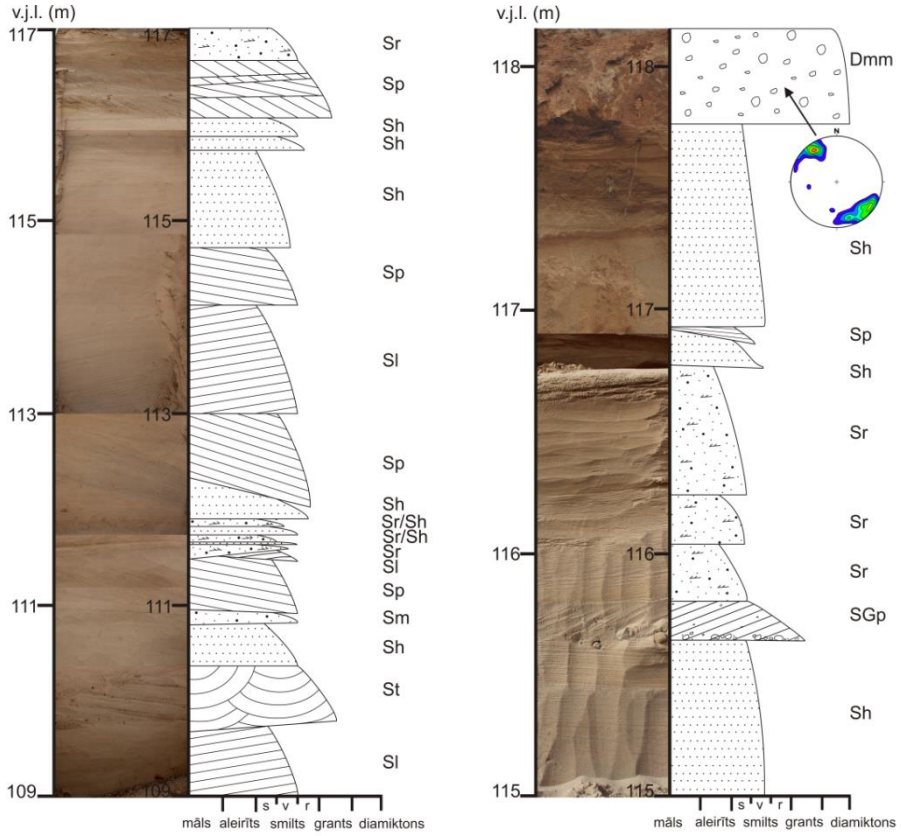


4.23. attēls. Zādzenes karjera nogulumu griezuma augšējās daļas uzbūve un litofācijas. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.23. Lithological composition and sedimentary log of the upper part of the section in the Zādzene quarry. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Nogulumu litofācijas atgādina litofāciju modeļus, kādi ir izstrādāti pleistocēna sandru distālajām daļām, kuri, kā norāda T. Zielinskis un A.J.T. van Lūns (Zieliński, van Loon, 2002, 2003), ir plaši un lēzeni proglaciālo upju akumulācijas līdzenumi, kuriem īpaši raksturīgas vertikālas un laterālas litoloģiskās izmaiņas, turklāt lielākā litofāciju daļa sandros var attīstīties arī vienlaicīgi laterālā virzienā. Sandru līdzenumā parasti tuvāk ledāja malai dominē grants fācijas, bet distālajā daļā dominē smilšainās fācijas, lai gan reizēm šīs fācijas var pārklāties, jo sandru līdzenumos blakus var eksistēt galvenie un

sekundārie kanāli, kuros nogulsnējas atšķirīgas fācijas. Pamatojoties uz nogulumu granulometrisko sastāvu, sandros tiek izdalītas trīs fāciju kopas – sandra proksimālās, vidējās un distālās daļas fācijas (Zieliński, van Loon, 2002, 2003; Blažauskas et al., 2007), kas atbilst arī tipiskām proglaciālās sedimentācijas zonām (Bennett, Glasser, 2009).



4.24. attēls. Viesturu karjera nogulumu griezuma augšējās daļas uzbūve un litofācijas. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.24. Lithological composition and sedimentary log of the upper part of the section in the Viesturi quarry. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Zādzenes un Viesturu karjeru nogulumu tekstūras liecina par nogulumu uzkrāšanos fluviālā vidē, visticamāk sandru vidējā līdz distālajā daļā, kurā eksistēja seklas zarotas straumes un dziļāki kanāli, kuros nogulsnējās rupjgraudaināka smilts un grants. Uz muldveidīgo sēriju apakšējiem kontaktiem nereti ir novērojama grants un oļu koncentrācija (4.22. C attēls), kas liecina par plūsmas ātruma samazināšanos. Sērijām raksturīgs samērā liels biezums (līdz 1 m), tās izplatītas ievērojamā attālumā. Šāda smilts un grants tiek uzskatīta par indikatīvu dziļu straumju kanālu litofāciju tipu (Zieliński, 1989). Divās no litofāciju apraksta slejām (4.23. un 4.24. attēls) grants slāņi griezumā iztrūka, kas, iespējams, norāda uz ne tik dziļu straumju eksistenci. Augstāk minētajā 4.22. C attēlā ir redzams, ka Zādzenes karjerā šķiroto nogulumu slāņkopas augšējā daļā muldveidīgi slīpslāņoto smilti ar grants starpslāņiem nomaina smalka un vidēji graudaina horizontāli slāņota smilts, kura visticamāk ir veidojusies kā gluda gultne augšējā plūsmas režīma apstākļos, kad kanāls ticis aizpildīts un kļuvis seklāks, bet straumes ātrums ir saglabājies samērā liels. Litofāciju telpiskā izplatība liecina, ka straumju ātrums bija mainīgs, nereti ir novērojami arī erozijas kanāli un izskalojumi. Horizontāli slāņota smilts atšķirībā no slīpslāņotām un ripsnotām fācijām nogulsnējās augšējā plūsmas režīmā salīdzinoši ātrās straumēs. Ripsnota smilts raksturo vājas enerģijas zarotas straumes, kuras, iespējams, nogulsnējās sekundāros kanālos. Līdzīgos pētījumos (Blažauskas et al., 2007) DA Lietuvas

sandru līdzenumā horizontāli slāņota smilts ir klasificētas kā sandra vidējās daļas fācijas, kamēr smilts un aleirīts ar ripsnotu slīpslāņojumu ir attiecināts uz sandra distālo daļu. Gan Viesturu, gan Zādzenes karjeros dominē horizontāli slāņotas un slīpslāņotas smiltis, tādējādi šo nogulumu uzkrāšanās paleovide atgādina vidējo sandra daļu.

Viesturu karjerā tika konstatēts aptuveni 5 m plats kanāls, kas ir ticis izskalots horizontāli slāņotās smiltīs (4.24. attēls). To aizpilda plakani slīpslāņota grantaina smilts ar oļu koncentrāciju virs apakšējā kontakta. Šāds aizpildījums veidojās apakšējā plūsmas režīmā, bet izskalotās horizontāli slāņotās smiltis – augšējā. Tomēr plakani slīpslāņotā grantainā smilts ar oļiem varēja uzkrāties līdzīgos ātras plūsmas apstākļos. Straumei apsīkstot, uzkrājās ripsnota smilts, kuru augšdaļā atkārtoti nomaina horizontāli slāņotas smiltis, iezīmējot cikliskumu sedimentācijas apstākļos. Jāatzīmē, ka šāds cikliskums sandru straumēs ir samērā relatīvs un mainīgs. Arī Zādzenes karjerā šķiroto nogulumu slāņkopas augšējā daļā (4.23. attēls) tika konstatēti izskalojumi vairākos horizontāli slāņotas, smalkas līdz vidēji graudainas smilts slāņos. Izskalojumus aizpildīja masīva smilts vai smilts ar vāji izteiktu muldveida slīpslāņojumu. Šādi izskalojumi varēja veidoties straumē, kurā eksistēja gludā gultne. Vietās, kur pieauga straumes ātrums, nogulsnētās smiltis tika izskalotas, un izskalojuma kanāli vai sīkākas formas tika aizpildītas ar nedaudz rupjgraudainākas smilts materiālu. Slīpslāņotās un muldveidīgi slāņotās smilts sērijas ir uzkrājušās kā sēres seklās un vidēji seklās straumēs. Vietām plakani slīpslāņota smilts veido kanāla aizpildījumu. Savukārt Viesturu karjerā plakani slīpslāņotās smiltis, kuras veido nelielas, aptuveni 15–20 cm biezas sērijas slāņkopas augšdaļā, ir nogulsnētas zemūdens grēdā. Viesturu karjerā rupjgraudainās plakani slīpslāņotās un muldveidīgi slāņotās smiltīs tika konstatēti līdz dažiem cm diametrā lieli māla saveltņi. Tie visdrīzāk veidojās, sandru straumēm izskalojot un transportējot ūdens peļķēs nogulsnētos, bet vēlāk izžuvušos un saplaisājušos māla gabalus. Šādi māla saveltņi zinātniskajā literatūrā (Knight, 2009) ir minēti kā viens no identifikatoriem, kas apliecina nogulumu uzkrāšanos sandru līdzenumā. Zādzenes karjerā horizontāli slāņotā smiltī tika atrasti saveltņi ar grants graudu apvalku (4.22. B attēls). Daži no tiem bija pat dūres lielumā, kas liecina par ātrām, augstas enerģijas ūdens straumēm.

4.25. attēls. Glaciotektoniski deformēta glaciofluviālo nogulumu slāņkopa ar gulošu kroku Kažoku karjerā Ozolpils pacēlumā.
Figure 4.25. Glaciotectonically deformed outwash sediments with prominent recumbent fold in the Kažoki quarry.

Apkopojot šajā apakšnodaļā minēto pētījumu rezultātus, var secināt, ka Viduslatvijas zemienē plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu kodolos visbiežāk ir sastopami nogulumi, kuri ir veidojušies tekošu ūdens straumju darbības rezultātā, respektīvi, tie liecina par fluviālu vai glaciofluviālu sedimentāciju. Zādzenes drumlinveidīgās formas

smilšaino nogulumu iespējamā uzkrāšanās varēja notikt zarotu, smilšainu sandru līdzenumu vidējās un distālajās daļās. Iespējamās sandru proksimālajai daļai raksturīgās litofācijas ar lielu grants īpatsvaru (Zieliński, van Loon, 2002, 2003; Blažauskas et al., 2007) ir konstatētas vienīgi Ozolpils pacēluma Kažoku un Efeju karjeros, kur gan glaciofluviālo nogulumu slāņkopas ir glaciotektoniski deformētas, bieži veidojot izteiksmīgas apgāztas krokas (4.25. attēls).

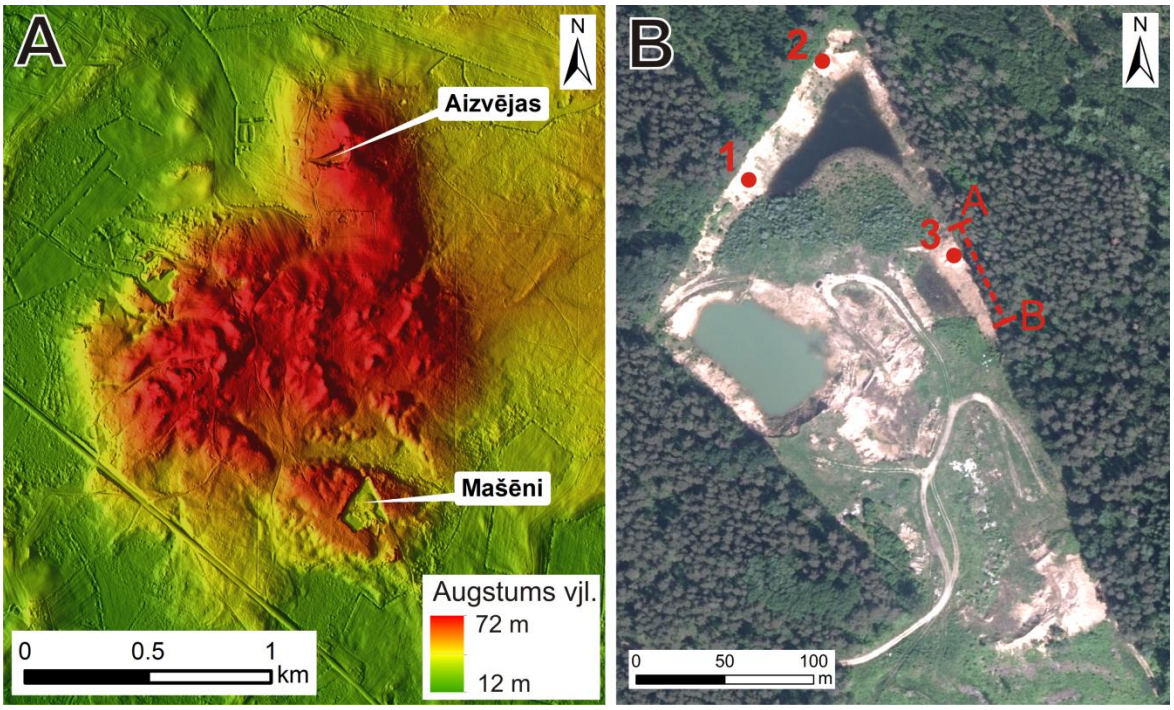
4.2.2. Rievotās morēnas

Rievoto morēnu uzbūve tika pētīta divās morfoloģiski atšķirīgās šī tipa reljefa formās. Viena no tām atrodas netālu no Bārbeles, rievoto morēnu izplatības pašā D daļā, kur raksturīgas nelielas šķērseniski ledāja kustībai orientētas grēdas. Otra rievotā morēna atrodas šo reljefa formu izplatības areāla ZA daļā, Baldones apkārtnē. Šajā apvidū raksturīgas salīdzinoši lielas un komplicētas morfoloģijas formas. Aizvēju un Mašēnu karjeri (4.26. A attēls) atrodas komplicētas morfoloģijas rievotajā morēnā pie Baldones. Šo rievoto morēnu sauc par Dālderkalnu (Atomkalnu). Šī rievotā morēna sasniedz 40 m relatīvo augstumu, bet virsmas maksimālais punkts atrodas 65,4 m vjl. Rievotajai morēnai ir samērā stūraina vai blokveida forma. Tā ir ap 1,7 km gara un 1,5 km plata, Z daļā var izšķirt iegarenu drumlinveidīgu pauguru. Paugura garenass vērsums ir paralēls reģionālajam ledāja plūsmas virzienam no NNW uz SSE (4.26. A attēls).
Reljefa formas (Dālderkalna) iekšējās uzbūves pētījumi apliecina, ka tas viennozīmīgi nav kēms, kā tas tika uzskatīts agrāk (Straume, 1979), jo reljefa formas uzbūvē dominē glaciotektoniskās deformācijas, kuras veido galvenokārt zvīņveida uzbīdījumi un citas sīkākas plastiskas un trauslas deformācijas struktūras. Rievotās morēnas pamatnē atrodas augšdevona dolomīti un merģeļi ar māla starpslāņiem, savukārt tuvāk Baldonei ir konstatēts arī ģipsis (Naumenko, Jankins, 1999). Aizvēju karjera nobrukušajā, daļēji izstrādātajā daļā tika konstatēti zilganzaļa augšdevona māla atrauteņi, kas visdrīzāk ir atrauti no ledāja gultnes un pārvietoti salīdzinoši nelielā attālumā.

Mašēnu karjers (24°20'19" E, 56°45'32" N) atrodas rievotās morēnas distālajā daļā. Karjerā (4.26. A attēls) detāli tika pētīti divi atsegumi ZR sienā (1. atsegums – 24°20'15" E, 56°45'32" N, 2. atsegums – 24°20'18" E, 56°45'35" N). Abu šo sienu atsegumu vērsums ir perpendikulārs reģionālajam ledāja plūsmas virzienam. Tāpat viens atsegums tika pētīts karjera ZA sienā (3. atsegums – 24°20'22" E, 56°45'31" N). Tas stiepjas paralēli reģionālajam ledāja plūsmas virzienam (4.26. B attēls). ZA sienā 59 m garumā, ieskaitot arī posmu virs attīrītā 3. atseguma, tika veikta radiolokācijas profilēšana, un iegūti dati par reljefa formas augšējās daļas uzbūvi.

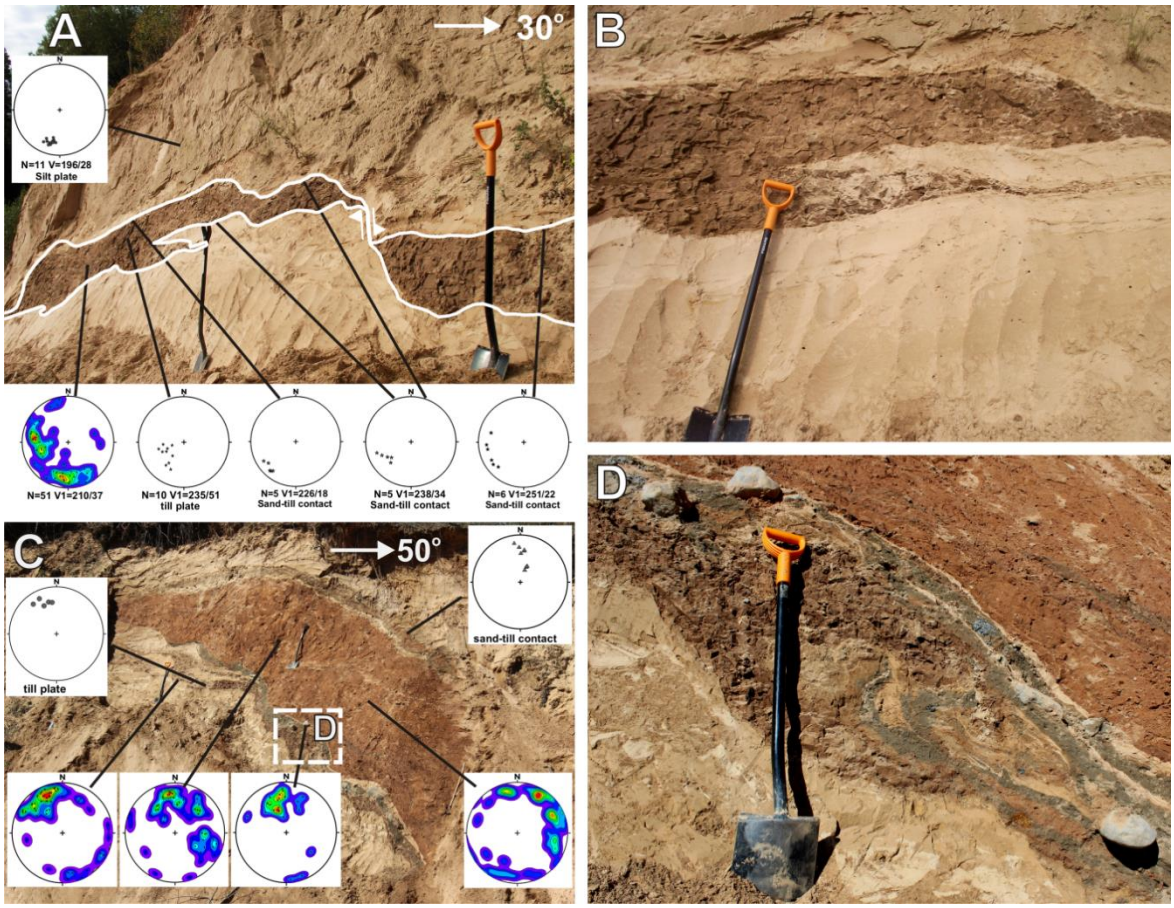
Pirmā ZR sienas atseguma (4.27. A attēls) griezuma apakšējo daļu veido deformēti galvenokārt aleirītiskas un smalkas smilts nogulumi, kurus pārklāj līdz 1 m bieza, normālbrūna, mālaina, vidējplātņaina, vietām brekčijveidīga zemledāja morēna (4.27. B attēls). Morēnas slānis ir deformēts, un tā vidusdaļā ir konstatēts labi izteikts pārrāvums. Virs morēnas slāņa atrodas līdz 4 m biezs plātņaina aleirīta slānis ar dažviet novērojamām plaisām un bīdes zonām. Atseguma augšdaļu veido līdz 1 m biezs sarkanbrūnas zemledāja morēnas slānis. Atsegumā tika veikti morēnas oļu garenasu orientācijas, morēnas plātņu vērsuma, kā arī normālbrūnās morēnas slāņa augšējo un apakšējo virsmu krituma azimutu mērījumi. Oļu garenasu orientācijas izolīniju diagrammā iezīmējas divi maksimumi. Viens maksimums ir vērsts uz R, bet otrs uz D. Morēnas un aleirīta plātnes krīt DDR un DR virzienā, arī morēnas augšējā un apakšējā virsma pārsvarā krīt DR virzienā. Lai gan visu minēto struktūrelementu un oļu orientācijai kopumā ir raksturīga izkliede ar kritumu R līdz

pat D virzienā, galvenokārt tas ir DR virzienā. Tā kā struktūrelementu orientācija šajā atsegumā nesakrīt ar otrā atseguma struktūrelementu orientāciju, kurš atrodas pa kreisi no karjera Z stūra (4.27. C attēls), un atsegtajam zemledāja morēnas un aleirīta materiālam raksturīgs liels blīvums un brekčijveida struktūra, var pamatoti uzskatīt, ka uzbīdījums veidojies ekstremālas spiedes apstākļos. Šādā gadījumā oļu linearitāte un citu struktūrelementu orientācija ir perpendikulāra ledāja spiedienam, kurš rievotās morēnas veidošanās laikā galvenokārt bijis vērsts no ZR un ZZR.



4.26. attēls. Komplicētas morfoloģijas rievotā morēna Baldones apkārtnē, pētīto karjeru un atsegumu novietojums. A. Rievotās morēnas reljefa modelis no lāzerskenēšanas datiem. B. Mašēnu karjera, trīs pētīto atsegumu un radiolokācijas profila (A – B) novietojums 2013. gada ortofoto kartē. Ar SIA Metrum un LĢIA atļauju.
Figure 4.26. Digital elevation model of complex ribbed moraine in the vicinity of Baldone and location of sand quarries and ground-penetrating radar profile lines. A. LIDAR-derived DEM showing topography of ribbed moraine. B. Location of the studied outcrops in the Mašēni quarry on an orthophoto map (2013). Courtesy of Metrum Ltd. and LGIA.

Otrs atsegums (4.27. C attēls) atrodas 13 m augstā atsegumā pa kreisi no karjera Z stūra. Tajā atsedzas deformētas smilts un aleirīta slāņkopa, kuru augšdaļā pārtrauc no 1 m līdz pat 4 m biezs diamiktona slānis, kurš kļūst biezāks virzienā no atseguma kreisās uz labo pusi. Diamiktona apakšējo daļu veido sarkanbrūnas, normālbrūnas un pelēkas morēnas joslas. Normālbrūnās un pelēkās morēnas nogulumu joslas pārsvarā ir tikai dažus desmitus centimetru biezas. Normālbrūnā morēna atgādina atsegumā 1 konstatēto morēnu, un tā ir salīdzinoši blīva un mālaina, ar brekčijveida struktūru, savukārt pelēkā un sarkanbrūnā morēna ir smilšaina un ar vāji sīkplātņainu struktūru. Normālbrūnās un pelēkās morēnas slāņi ir izlocīti, vietām stipri sakrokoti (4.27. D attēls), samaisīti kopā ar smilts, aleirīta un sarkanbrūnās morēnas ieslēgumiem.



4.27. attēls. Rievotās morēnas iekšējā uzbūve Mašēnu karjera ZR sienas atsegumos (1 – 2). A. Ledāja plūsmas virzienam perpendikulārs atsegums ar deformētiem aleirīta, morēnas, smilts slāņiem. B. Brūna, brekčijveida, morēnas smilšmāla slānis 4.27. A attēla tuvumā, dažus metrus pa labi no tā. C. Ledāja plūsmas virzienam perpendikulārs atsegums ar izteiksmīgu morēnas zvīņveida uzbīdījuma struktūru. D. Atseguma fragments ar deformētiem trīs atšķirīgas krāsas morēnas un aleirīta un smilts slāņiem. Lāpstu garums ir 1,20 m. Atsegumu novietojumu skat. 4.26. B attēlā.

Figure. 4.27. Internal structure of the ribbed moraine at the NW portion of the Mašēni quarry (outcrops 1 and 2 in Fig. 4.26. B). A. view of the outcrop transverse to the ice-flow direction with a sequence of deformed silt, till, sand sediments. B. Close-up photograph of the brown brecciated sandy clayey till bed located some meters next to the outcrop shown in Fig. 4.27. A. C. View of the outcrop transverse to the ice flow direction, showing an obvious till thrust sheet. D. The fragment of the outcrop with three different-coloured tills deformed together with underlying silt and sand sediments. The lenght of the spade is 1.20 m. See location in Fig. 4.26. B.

Otrā atseguma sarkanbrūnajā morēnas slānī, galvenokārt apakšējā daļā, ir novērojami pelēkas morēnas ievilkumi. Pelēkajā morēnā tika konstatēta oļu un sīkakmeņu koncentrācijas josla. Oļu un sīkakmeņu garenasīm to koncentrācijas joslā ir izteikts kritums ZZR virzienā, kas liecina par to a-tipa linearitāti un reģionālajam ledāja plūsmas virzienam paralēlu ledāja sprieguma virzienu. Oļu garenasis normālbrūnajā un sarkanbrūnajā morēnā arī krīt galvenokārt ZZR virzienā. Morēnas plātnēm un morēnas slāņu virsmām ir līdzīgs kritums, lai gan ar lielākām variācijām, jo kontakti starp morēnas nogulumiem un pagulošo aleirītu un smilti vietām ir deformēti. Kopumā oļu orientācija, morēnas plātņu un virsmas kritumu mērījumu rezultāti ļauj salīdzinoši viennozīmīgi interpretēt ledāja sprieguma

virzienu no ZZR, kā rezultātā paralēli ledus plūsmai notika zvīņveida uzbīdījuma veidošanās.

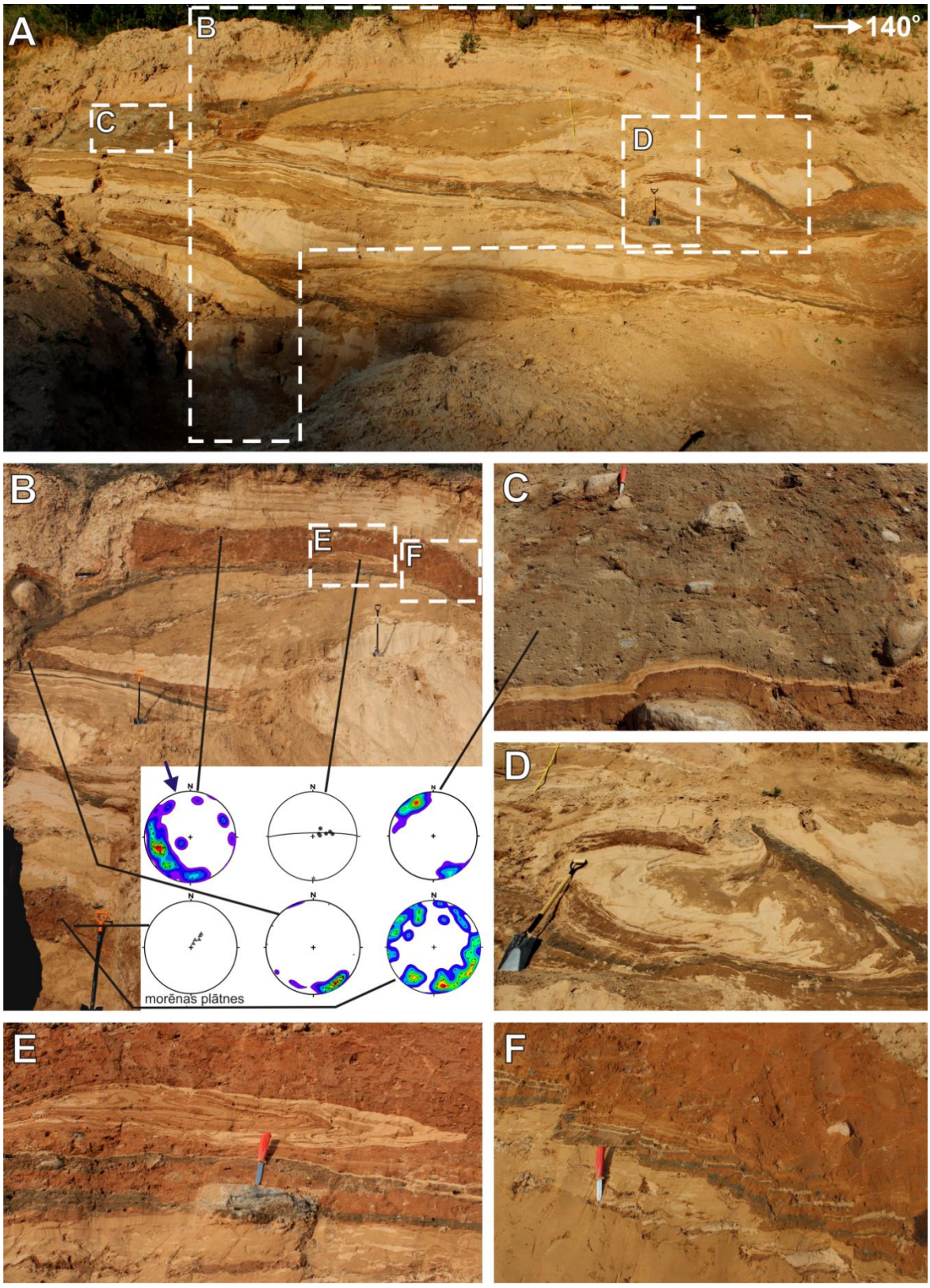
Trešais atsegums atrodas karjera ZA sienas vidusdaļā un ir līdz 11 m augsts. (4.26. un 4.28. A attēls). Tajā var izšķirt vismaz četrus diamiktona slāņus, kurus atdala smalkas un aleirītiskas smilts un aleirīta nogulumi (4.28. B attēls). Vēl vismaz viens morēnas slānis, kā norāda karjera ģeoloģiskās izpētes urbumi (Naumenko un Jankins, 1999), atrodas zemāk kā atseguma pamatne, virs pamatiežiem – zaļgana augšdevona Daugavas svītas māla. Morēnas slāņu skaits atsegumā ir mainīgs, jo ledāja plūsmas virzienā tie sadalās, un dažādas krāsas morēna veido joslas, kuras reizēm atdala smilts kārtiņas. Kopumā šajā atseguma var izšķirt trīs krāsu morēnas, kuras tika konstatētas arī otrajā ZR sienas atsegumā. Pelēkajā morēnā ir palielināta oļu un līdz pat 1,20 m garu akmeņu koncentrācija.

Trešā atseguma (4.28. attēls) augšējā daļā sarkanbrūno morēnu pārklāj līdz 1 m biezs horizontāli slāņotas smilts slānis. Visticamāk, ka tā uzkrāšanās ir saistāma ar Zemgales sprostezerā darbību. Pelēkās morēnas joslas dažādā skaitā un biezumā tika konstatētas visu trīs sarkanbrūnās un brūnās morēnas slāņu apakšējās daļās. Turklāt zem augšējās sarkanbrūnās morēnas pelēkās morēnas slāņa biezums atseguma pret ledāja plūsmas virzienu vērstajā daļā sasniedz 2 m biezumu. Šo slāni no sarkanbrūnās morēnas un pagulošās brūnās morēnas šķir dažus vai vairāk cm bieza smilts josla. Pelēkā morēna tāpat visas pārējās morēnas, izņemot apakšējo normālbrūno, brekčijveida morēnu, ir uzskatāma par deformācijas morēnu, jo tā satur smilts un it īpaši atšķirīgā pakāpē novājinātus un homogenizētus sarkanbrūnās morēnas ieslēgumus (4.28. C attēls).

Atsegumā novērojamas dažādas trauslas un plastiskas glaciotektoniskās deformācijas struktūras, tostarp intrūzijas. Izteiksmīgāko šāda veida struktūru veido vairāk kā metru gara un dažus desmitus cm plata subvertikāla un augšupvērsta klastiska daika no pelēka un brūna diamiktona materiāla (4.28. D attēls). Daika ir injicēta virs diamiktona esošajos smilšaina aleirīta un aleirītiskas smilts nogulumos. Tiek uzskatīts (Aber et al., 1989), ka šāda tipa struktūras veidošanās norisinās, zemledāja deformācijas rezultātā diamiktona materiālam tiekot mobilizētam augsta porūdens spiediena apstākļos. Tas izraisa smalgraudainākā materiāla iespiešanos rupjgraudainākajā un ar ūdeni ne tik ļoti piesātinātajā materiālā. Jāpiebilst, ka par šādām augšupvērstām morēnas daikām rievotajās morēnās, tajā skaitā Daugavas stāvkrasta atsegumos pie Daugmales Tomēniem, ir vairakkārt ziņojis arī A. Dreimanis (1935, 1992).

Augšējā morēnas slāņa apakšdaļā tika novērota guloša smilts un aleirīta materiāla kroka (4.28. E attēls). Tā ir nošķiebta dekstrālā virzienā. Izmērot noslāņojuma virsmas, tika rekonstruēts krokas šarnīrs. Tas ir orientēts R–A virzienā (4.28. E attēls). Blakus šai krokai morēnā tika konstatēti nelieli lūzumi (iespējams, Rīdeļa nošķēlumi), kuri šķērso arī pagulošos aleirītiskos nogulumus (4.28. F attēls). Acīmredzot nošķēlumi acīmredzot veidojušies reljefa formas attīstības noslēdzošajā posmā, kad porūdens spiediens bija krities, un izveidotās struktūras tika deformētas kompresijas spiediena ietekmē.

Morēnas makrolinearitātes, kroku šarnīru, plaisu un citu struktūrelementu orientācijas mērījumu rezultāti liecina par ledāja sprieguma lauka izmaiņām atseguma griezumā. Pelēkās un brūnās morēnas slāņos oļu garenasu orientācija ir izteikti bimodāla ar maksimumiem ZZR un DDA virzienos, kas sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu un oļu orientāciju ZR sienas otrajā atsegumā. Savukārt augšējā sarkanbrūnās morēnas slānī oļu garenasu orientācijas maksimums ir RDR virzienā, kas ir šķērseniski pret ledāja plūsmas virzienu.



4.28. attēls. Rievotās morēnas iekšējā uzbūve Mašēnu karjerā ledāja plūsmas virzienam paralēlā atsegumā 3. A. Atseguma kopskats. B. Atseguma centrālā daļa ar skaidri izšķiramiem vismaz 4 diamiktona slāņiem, morēnas makrolinearitātes, plātņu un krokas slāņojuma orientācijas attainojumu StereoNet diagrammās. Reģionālais ledāja plūsmas virziens pirmajā diagrammā ir norādīts ar zilo bultu. C. Atseguma fragments ar pelēkās un

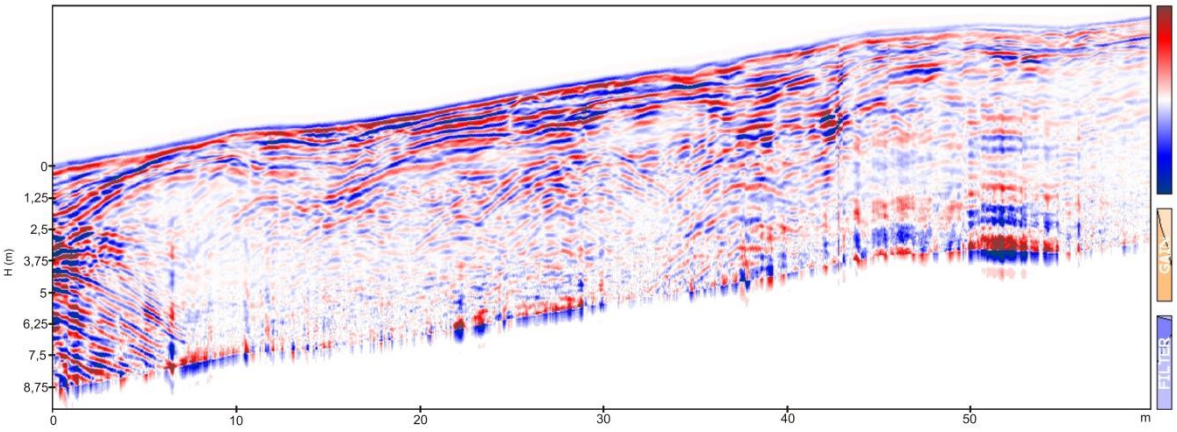
paguļošās normālbrūnās morēnas struktūras īpatnībām. D. Atseguma fragments ar augšupvērstu pelēkas un normālbrūnas morēnas daiku, injicētu deformētos smilts un aleirīta nogulumos. E. Atseguma fragments ar gulošu smilts materiāla kroku, kura atrodas augšējā sarkanbrūnās morēnas slāņa lejasdaļā. F. Atseguma fragments ar nelieliem lūzumiem, interpretēti kā Rīdeļa bīdes nošķēlumi augšējā diamiktona slānī un paguļošajos aleirītiskajos nogulumos. Lāpstas garums ir 1,20 m, un nažu garums ir 20 cm. Novietojumu skat. 4.26. B attēlā.

Figure 4.28. Internal structure of the ribbed moraine in the outcrop 3 parallel to the ice-flow direction. A. An overview of the outcrop. B. The central part of the outcrop with at least four distinct, different-coloured till beds and Stereoplots of the orientation of till macrofabric, plates and fold bedding. C. The fragment of the internal structure with peculiarities of the structure of grey and underlying brown till beds. D. The fragment of the upturned till dyke injected in the defomed sand and silt sediments. E. The fragment of the recumbent sandy material fold located in the topmost reddish brown till bed. F. The fragment of the small faults (Riedel shears) in the topmost till bed and underlying silty sediments. The lenght of spade is 1.20 m, and lenght of knife is 20 cm. For location of the outcrop see Fig. 4.26. B.

Izkliedēta oļu orientācija trešajā atsegumā ir apakšējā morēnas slānī, lai gan maksimums ir DDA virzienā. Apakšējā morēnā tika konstatēta smilts josliņa, kura iezīmē iekšējo bīdes plakni morēnā. Tās virsma ir rievota, un rievas ir orientētas ZA–DR virzienā, tādā pašā virzienā ir orientētas arī morēnas plātnes. Tā kā augšējā morēnas slānī oļu garenasu un krokas orientācija atšķiras no oļu orientācijas paguļošajā pelēkās un brūnās morēnas slānī, tā visdrīzāk ir pārorientēta vairākkārtējas morēnas deformācijas rezultātā, par ko liecina iepriekšminētās morēnas deformācijas struktūras. Kopumā morēnas slāņiem Mašēnu karjerā ir dažāds biezums un ierobežota laterālā izplatība, tādēļ tos nav iespējams telpiski savienot. Morēnas makrolinearitātes un citu struktūrelementu orientācijas mērījumu rezultāti liecina par atsevišķu morēnas slāņu makrolinearitātes pārorientāciju, vai arī alternatīvi par atšķirīgiem ledāja sprieguma virzieniem morēnas uzbīdījumu veidošanās laikā un norāda uz zemledāja deformācijas struktūru veidošanos vairākos etapos.

Ar mērķi noskaidrot morēnas slāņu iespējamo izplatību, gar Mašēnu karjera ZA sienu tika veikta radiolokācijas profilēšana (4.26. B attēls). Iegūtajā radarogrammā (4.29. attēls) informatīvos signālus var izšķirt tikai dažu metru dziļumā. Radarogrammā augšējā daļā redzamie atstarojumi ir saistīti ar vienu līdz dažus metrus biezu smilts slānis, kurš visdrīzāk uzkrājies jau Zemgales sprostezerā pēc reljefa formas izveidošanās. Zem šī smilts slāņa atrodas augšējais sarkanbrūnas zemledāja morēnas slānis, kurš ir redzams arī karjera sienas attīrītajā atsegumā (4.28. A, B attēli). Atstarotā signāla pavājināšanās ir saistīta ar šo morēnas slāni. Tika arī konstatēts, ka tas ierobežo ģeoradara signāla izplatīšanos dziļumā. Atsegumā novērotā morēnas slāņa biezums ir mainīgs, turklāt virzienā uz ZZR tas palielinās. Galvenokārt tas notiek tāpēc, ka uzreiz zem šī morēnas slāņa atrodas pelēkas morēnas slānis, kura biezums pārsniedz 1 m atseguma malā. Vietām abos morēnas slāņos ir novērojami arī smilšainu nogulumi ieslēgumi un citas glaciotektoniskas deformācijas struktūras. Atsegumā redzamā augšējā morēnas slāņa virsa ir izliekta, ko var arī novērot radarogrammas labajā augšējā daļā (skat 4.29. attēlu). Minētā morēnas nogulumu slāņa neviendabība un iespējamie pārtraukumi acīmredzot izskaidro arī to, kādēļ dažviet radarogrammā var konstatēt atstarojumus arī no lielāka dziļuma. Vairākos atsegumos karjerā var novērot, ka morēnas slāņu skaits un saguluma dziļums ir mainīgs, un tie ir izsekojami ar pārtraukumiem. Tādējādi to telpiskā izplatība gan laterālā, gan vertikālā virzienā ir komplicēta. Radarogrammas kreisajā pusē esošā parabola interpretējama kā paliels akmens, kādi dažviet tika novēroti morēnas slāņos visā karjerā. Salīdzinoši lielākas parabolas radarogrammas centrālajā daļā ir saistītas ar nehomogēnu, sajauktu, iespējams

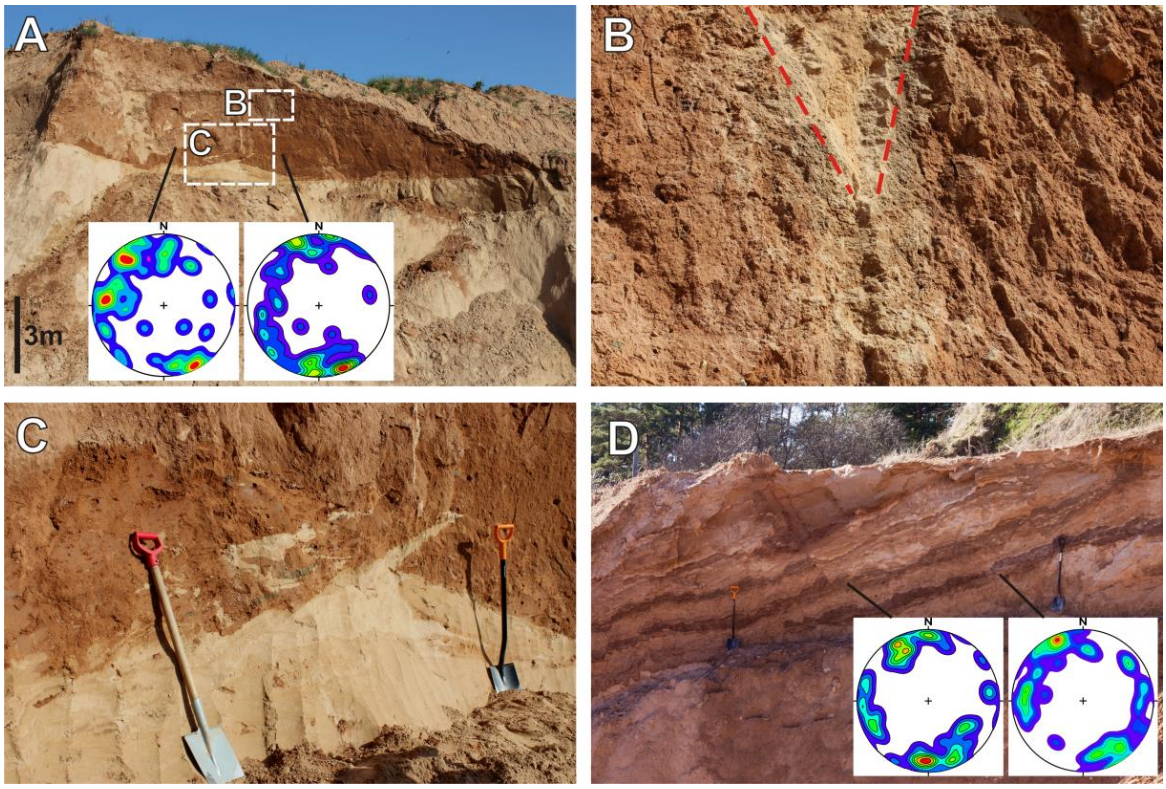
tehnogēnu materiālu, kurš visdrīzāk ir saistāms ar būvgružiem, kādi dažviet tika novēroti karjera sienas neattīrītajā daļā.



4.29. attēls. Radarogramma gar Mašēnu karjera ZA sienu. Radiolokācijas profila novietojumu skatīt 4.26. B attēlā.
Figure 4.29. Radar image obtained along the NE wall of the Mašēni sand quarry. See Fig. 4.26. B for location of the ground penetrating radar profile.

Kopumā no radarogrammas (4.29. attēls) iegūtā informācija ļauj konstatēt, ka augšējās morēnas nogulumi mainīgā biezumā un ar pārtraukumiem ir sastopami gar visu radiolokācijas profilu. Tomēr atstarotie signāli nesniedz informāciju par dziļāk esošo nogulumu slāņu izplatību. Radiolokācijas profilēšana tika veikta arī virs vairākām citām rievotajām morēnām un drumliniem, tomēr iegūtās radarogrammas ir salīdzinoši mazinformatīvas, tādēļ netiek iekļautas šajā darbā. Radiolokācijas pētījumi šādās reljefa formās, kuru augšējo daļu veido morēnas nogulumi joprojām ir problemātiski.

Aizvēju karjers (24°20'15" E, 56°46'18" N) atrodas rievotās morēnas proksimālajā daļā paralēli reģionālajam ledāja plūsmas virzienam stiepta iegarena paugurveida izvirzījumā (4.26 A attēls). Šajā 12 m augstajā karjera sienas atsegumā, kas stiepjas submeridionālā virzienā, atsedzas deformētas aleirītiskas un smalkas smilts un aleirīta nogulumu slāņkopa (4.30. A attēls). Šo slāņkopu atsegumā, kā arī citās karjera sienās vietām pārtrauc līdz 0,5 m biezi morēnas nogulumi. Kā tas ir konstatēts karjera ģeoloģiskās izpētes urbumos (Bukšs, Lukševičs, 2008), smilts un aleirīta slāņu biezums pārsniedz 15,6 m. Atseguma augšējā daļā atrodas 4–5 m biezas sarkanbrūnas zemledāja morēnas nogulumi. Morēnas slāņa bazālajā daļā ir sastopami reti smilts ievilkumi, kā arī izteikta augšupvērsta klastiskā daika (4.30. C attēls). Šāda daika liecina par ledāja sakabināšanos ar gultni un zemmorēnas nogulumu ievilkšanu ledus bazālajā daļā. Ledāja–gultnes sasaiste acīmredzot bijusi īslaicīga, kas pasargāja smilts materiāla tālāku izvalcēšanu un sajaukšanos ar apkārtējo morēnas materiālu. Oļu garenasu orientācijas galvenie maksimumi morēnas nogulumos ir vērsti ZZR–DDA virzienā, kas sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu, lai gan diagrammās oļu linearitāte (4.30 A attēls) ir salīdzinoši izkliedēta. Morēnas nogulumu augšējā daļā tika konstatēta lejupvērsta, trīsstūrveidīga struktūra, kuru aizpilda smilšains materiāls (4.30. B attēls). Šāda struktūra ir interpretēta kā ledus ķīļa aizpildījums, un tā liecina par nogulumu augšējās daļas sporādisku sasalšanu periglaciālos apstākļos pēc ledāja atkāpšanās.



4.30. attēls. Rievotas morēnas radiālā segmenta (drumlina palikšņa) iekšējās uzbūves īpatnības Aizvēju karjerā. A. Atsegums karjera DA sienā, kur līdz 4 m bieza zemledāja morēna pārsedz aleirīta un smilts nogulumus. B. Ledus ķīļa aizpildījums morēnas nogulumu augšējā daļā. C. Kontakts starp morēnas un smilts nogulumu pagulslāni ar izteiktu noliektu klastisko daiku. D. Atsegums ar deformēta aleirīta un smilts nogulumiem, kurus pārtrauc 5 līdz 40 cm biezi ledāja diamiktona starpslāņi. Asimetriskās kāpjošās mikrokrokas norāda uz ledāja spiediena virzienu no ieplakas puses un, iespējams, sasalstošas gultnes apstākļiem.
Figure 4.30. Internal structure of the radial ridge (drumlin remnant) in the Aizvējas sand quarry. A. An overview of the outcrop at the SE wall consisting of 4-m-thick subglacial till underlain by deformed silt and sand. B. The fragment of the outcrop with ice wedge pseudomorph in the upper part of the till. C. The fragment of the outcrop with clastic dyke and sand inclusions in the basal part of the till unit. D. Deformed silt and sand sediments intercalated with 5 cm to 40 cm thick deformed glacial diamicton. Climbing asymmetric minor folds indicate on the ice stress direction from a depression and evidently suggest freezing warm glacier-bed conditions.

Otrs atsegums atrodas Aizvēju karjera ZR sienā. Šo atsegumu veido šķietami ritmiska blīva ledāja diamiktona un aleirīta un aleirītiskas smilts slāņu mija (4.30. D attēls). Diamiktons veido 5 slāņus, kuru biezums atsegumā ir mainīgs un maksimāli sasniedz tikai 40 cm. Slāņkopu šķērso vairāki pārrāvumi. Lai izskaidrotu minētās slāņkopas veidošanos tiek piedāvātas divas iespējamās interpretācijas. Pirmajā gadījumā nogulumi varētu tikt interpretēti kā virsledāja nogulumu fācija, kuri veidojās, atlūzu plūsmai izgulsnējoties seklā ledāja malas baseinā, līdzīgi kā ir secināts pēc pētījumiem Kanādā (Kaszycki, 1989). Tādējādi nogulumu ritmiskums būtu veidojies secīgas atlūzu plūsmas (virsledāja morēnas) un ritmisku baseina nogulumu uzkrāšanās dēļ. Ja morēnas slāņi tiek interpretēti kā plūsmas morēna, oļu orientācija tajā var nebūt saistīta ar ledāja plūsmas virzienu, bet gan ar atlūzu plūsmas virzienu. Tomēr morēnas makrolinearitātes mērījumu rezultāti ir līdzīgi

mērījumiem augšējā sarkanbrūnās morēnas slānī karjera pretējā sienā. Galvenie oļu linearitātes maksimumi ir ZZR, D un DDA virzienos, kas galvenokārt liecina par ledāja spriegumu no ZZR, kas ir paralēli ledāja plūsmas virzienam. Tādējādi otrā atseguma nogulumu veidošanās interpretācija ir tāda, ka morēnas slāņi veidojās kā zvīņveida uzbīdījumi. Morēnas, aleirīta un aleirītiskas smilts slāņiem ir raksturīgs liels blīvums, kurš varētu būt saistīts ar to sablīvēšanos uzbīdījumu veidošanās laikā. Arī citur karjerā, kā minēts pirmā atseguma aprakstā, ir sastopami atsevišķi līdzīga blīva, brūna diamiktona slāņi, kuri atrodas starp deformētiem aleirīta un smilts nogulumiem. Par kompresijas plūsmas apstākļiem reljefa formas veidošanās laikā liecina vairāki vietām sastopamie (pēc karjera saimnieka informācijas) zaļganzila māla atrauteņi. Tie ir tikuši atrauti no ledāja gultnes un pa iekšējām uzbīdījumu plaknēm pārvietoti augšup nelielā attālumā.

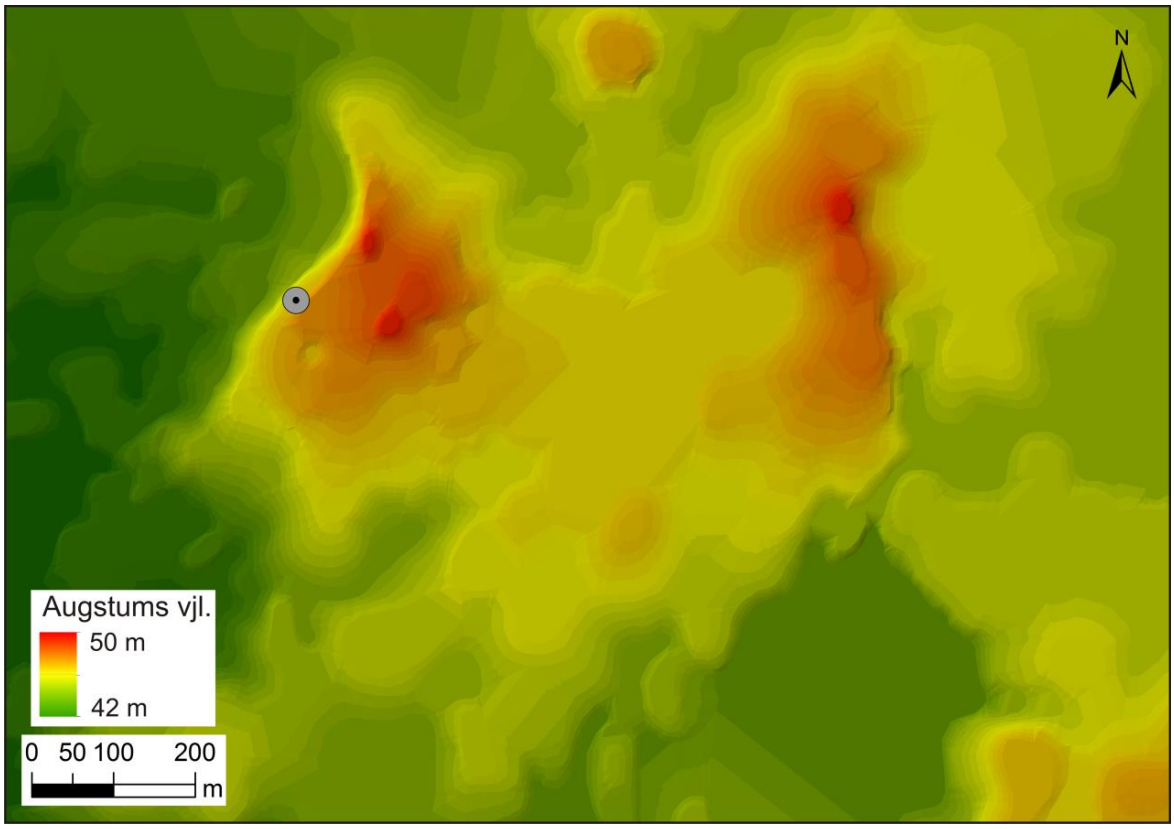
Uzbīdījumu veidošanās rezultātā rievotajās morēnās ir novērojamas slīdējuma pazīmes morēnas slāņu virsmās, reizēm paša morēnas slāņa iekšējās slīdvirsmās (4.31. A attēls). Šīs slīdējuma pazīmes izpaužas kā dažāda izmēra gravējums, rievas, skrāpējums vai pulējums, un tas norāda uz pārvietojuma virzienu (4.31. attēls).

4.31. attēls. Lineāras struktūras un rievojums morēnas slāņu virsmās rievotajās morēnās. A. Morēnas slāņa iekšējā slīdvirsma ar slīdējuma rievām Mašēnu karjerā. B. Lineāras iedobes un valnīši morēnas virsmā Kalna Būbļu karjerā C. Skrāpējums morēnas virsmā Aizvēju karjerā. D. Lineāras iedobes un valnīši morēnas uzbīdījuma virsmā Aizvēju karjerā.
Figure 4.31. Linear structures and corrugations on till surface in the ribbed moraines. A. Internal till slickenslide with linear grooves at the Mašēni quarry. B. Linear hollows and ridges on the till surface at the Kalna Būbļi quarry. C. Tiny scratches on the till surface at the Aizvējas quarry. D. Linear hollows and ridges on the till surface of imbricate thrust at the Aizvējas quarry.

Dažviet morēnas virsmā tika konstatētas plastiskas deformācijas rezultātā radītas lineāras iedobes un valnīši, kuri arī lielākoties orientēti ledāja plūsmas virzienā. Šādas

struktūras tika konstatētas visos trijos pētītajos karjeros rievotajās morēnās (Aizvējas, Mašēni, Kalna Būbļi). Visos gadījumos, izņemot rievas morēnas iekšējā slīdvirsmā, šo formu linearitāte bija vērsta uzbīdījuma virzienā, kas tika rekonstruēts arī pēc citām pazīmēm. Visneizteiktākās slīdējuma pazīmes var tikt dēvētas par skrāpējumu. To veido milimetru plati vai pat sīkāki skrāpējumi izteikti nopulētā slīdējuma virsmā (4.31. C attēls). Domājams, ka šādos gadījumos pārvietojums ir bijis ļoti neliels, iespējams, pat tikai daži desmiti centimetru. Lielākās formas, kuras ir pārstāvētas līdz dažu centimetru augstu valnīšu un iedobju veidā (4.31. B, D attēls) ir konstatētas morēnas virsmā, virs kuras uzguļ smilšaini nogulumi, kas acīmredzot norāda uz plastiskām morēnas virsējās daļas deformācijām vai pat ledājūdeņu eroziju pārbīdījuma vai uzbīdījuma veidošanās laikā. Interesantas pazīmes tika novērotas Kalna Būbļu karjerā, kur morēnas virsmu saposmoja paralēli valnīši, kuri izbeidzās pret tāda paša lieluma perpendikulāriem vaļņiem.

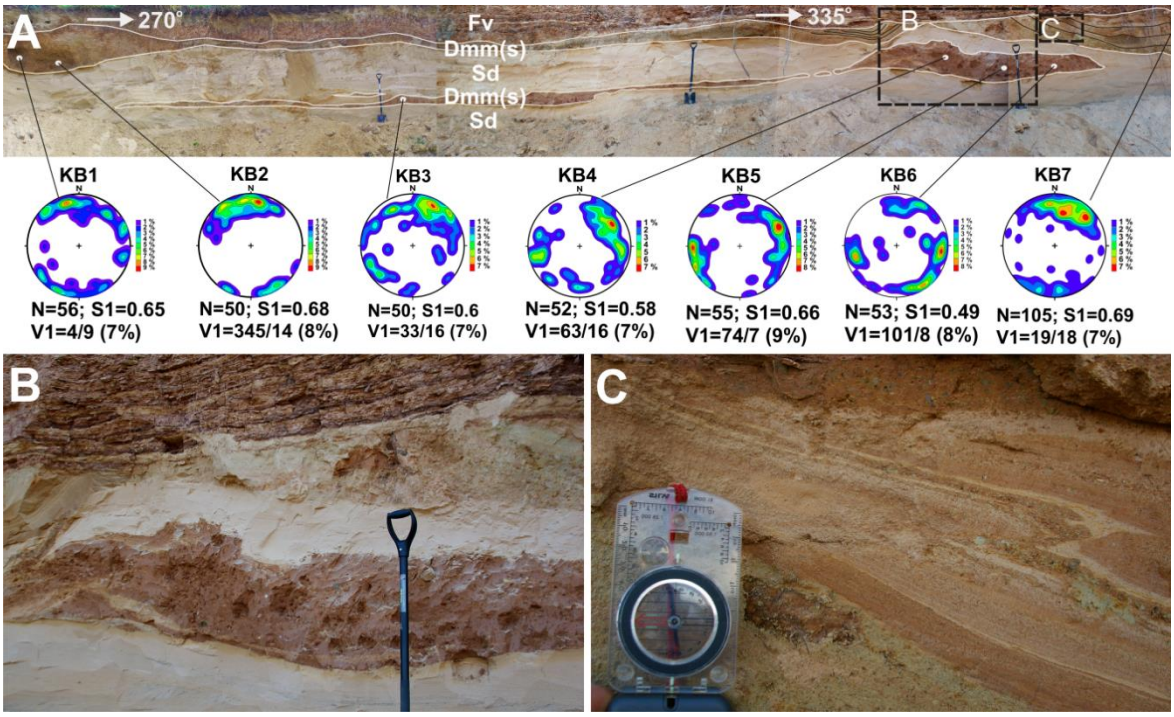
Kalna Būbļu karjers (24°39'47" E, 56°26'10" N) atrodas Bārbeles apkārtnē, kur ir izplatītas mazizmēra rievotās morēnas. Tās veido ledāja reģionālajam plūsmas virzienam šķērseniskas grēdas. Šāda rievotā morēna ir tikai dažus simtus metru gara, aptuveni 200 m plata un 6 m augsta (4.32. attēls). Karjerā pētījumi tika veikti puslokā izvietotā vairākus desmitus metru platā un aptuveni 3 m augstā sienā (4.33. A attēls).



4.32. attēls. Zemgales rievotās morēnas reljefa modelis. Ar pelēko apli parādīts Kalna Būbļu karjera novietojums. Reljefa dati no topogrāfiskās kartes mērogā 1:10 000.
Figure 4.32. Digital elevation model of the Zemgale ribbed moraine ridge. Location of the Kalna Būbļi quarry is shown by grey circle. Elevation data are from topogrpahic map at scale 1:10 000.

Rievotās morēnas lielāko daļu veido smilts nogulumi, pašā apakšējā daļā arī grants (4.33. A attēls). Smilts slāni virzienā uz augšu pārtrauc vairāki mazāk vai labāk izteikti dažāda biezuma morēnas starpslāņi. Tie atsegumā izsekojami ar pārtraukumiem un

atgādina budināžas struktūras. Atsevišķu morēnas lēcveida ķermeņu maksimālais biezums sasniedz pat 0,40 m (4.33. B attēls). Šajā slānī oļu garenasis krīt ZZA, ZA, AZA un pat DDA un DA virzienos. Smilts slāņkopu visā karjera teritorijā pārklāj vēl viens morēnas nogulumu slānis. Tas arī ir mainīga biezuma, kas nepārsniedz 0,80 m. Šajā slānī oļu garenasis krīt ZZR un Z virzienos. Augšējā diamiktona slānī bija novērojamas gan morēnas, gan smilšainu un aleirītisku nogulumu joslas un sīkizmēra deformāciju struktūras (4.33. C attēls). Augšējās morēnas krāsa vietām bija sarkanbrūna, bet citviet gaiši zaļgandzeltena. Acīmredzot tā ir izmainīta dzelzs oksīdu reducēšanās-oksidēšanās reakcijās.

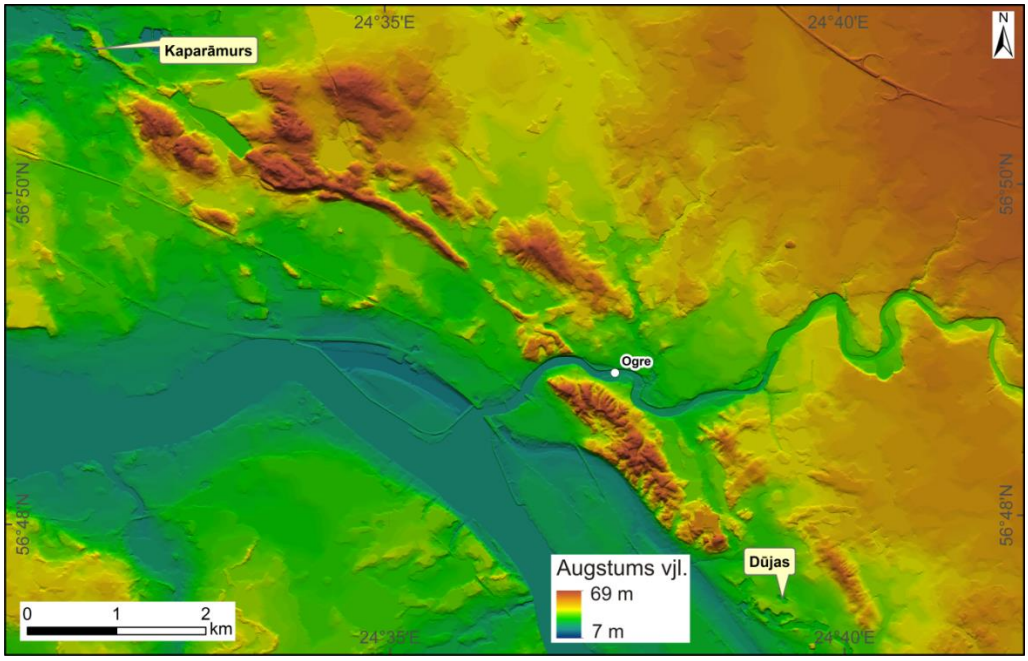


4.33. attēls. A. Kalna Būbļu karjera atseguma fotomozaīka ar morēnas makrolinearitātes mērījumu vizualizāciju izolīniju diagrammās. B. Slokšņu māla un morēnas lēcas saguluma apstākļi. C. Sīkizmēra dislokācijas un krāsas atšķirības deformētā diamiktonā. Ievērojiet 1,2 m garu lāpstu mērogam. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.
Figure 4.33. A. Photomosaic of the outcropped sections in the ribbed moraine ridge at the Kalna Būbļi sand quarry and contour plots of till fabric. B. Bedding of varved clay and till. C. Minor deformation structures and colour differences in contourted glacial diamicton. Note the 1,2 m long spade for scale. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Tā kā iepriekš minētie morēnas slāņi ir ar mainīgu biezumu un deformēti, oļu linearitāte ledāja sprieguma virziena rekonstrukcijai ir izmantojama ļoti piesardzīgi, jo ir ticami, ka daudzviet morēnas makrolinearitāte ir izmainīta morēnas deformācijas rezultātā. Augšējo morēnas slāni visā karjerā pārklāj līdz 1,50 m biezs slokšņu māla slānis. Lauka darbu laikā tika veikti arī vairāki urbumi rievotās morēnas pakājē un nogāzē. Rievotās morēnas pakājē vairāk kā 1,2 m biezumā tika konstatēti smalkgraudainas smilts nogulumi, savukārt zondējumos nogāzē grēdas virsotnes virzienā smalkgraudainas smilts nogulumu slāņa biezums samazinājās un zem tā tika konstatēts slokšņu māls. Šis slokšņu māls un smalkgraudainā smilts uzkrājās pēc rievotās morēnas izveidošanās Zemgales sprostezerā.

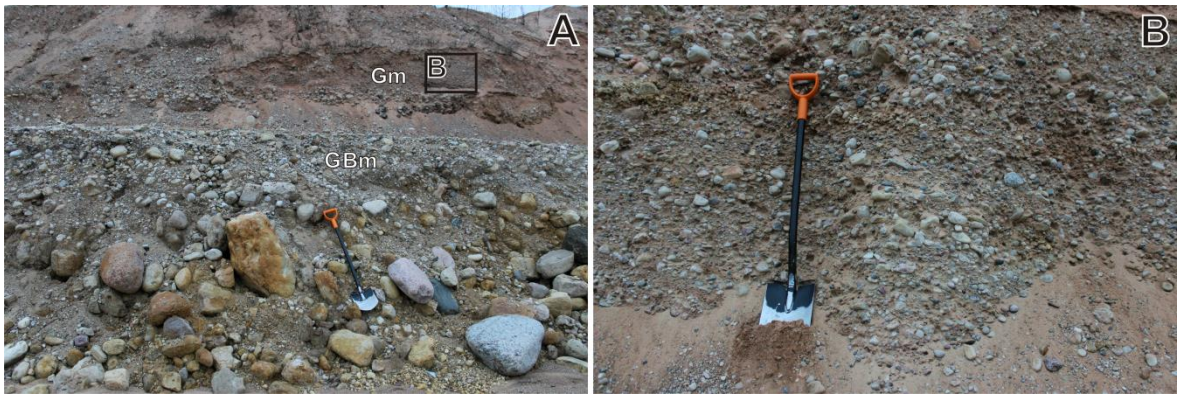
4.2.3. Osi

Osu kodolu uzbūvē liela nozīme ir rupjgraudainam glaciofluviālajam materiālam – grantij, oļiem un pat laukakmeņiem, kuri veido osa kodola fāciju, kamēr smalkgraudaināki nogulumi veido nogāzes un virsas fācijas (Straume, 1970). Piemēram, Zemgales līdzenuma Mūrmuižas osa kodola uzbūvē dominē laukakmeņi ar oļu pildījumu (Zelčs, 1986b), savukārt Lielajos Kangaros Ropažu līdzenumā ir konstatēts liels vietējo pamatiežu materiāla daudzums (Gavrilova, 1962; Zelčs, 1986a), kas liecina par spēcīgu zemledāja kušanas ūdeņu erodējošo darbību pirms osa veidošanās. Rupjgraudains glaciofluviālais materiāls ir sastopams arī dažādās Ogres Kangaru daļās (Zelčs, 1986a), kā, Augsto Kalnu kodolā starp Ikšķili un Ogri, kā arī Kaparāmura osā, kurš atrodas Ikšķiles virzienā no Augstajiem Kalniem (4.34. attēls). Kaparāmura oss šobrīd ir gandrīz pilnībā norakts; saglabājusies tikai distālā daļa, kur notiek derīgo izrakteņu ieguve (4.34. attēls).



4.34. attēls. Digitālais reljefa modelis ar Ogres Kangaru osu centrālo daļu un pētīto karjeru novietojumu. Reljefs no LĢIA lāzerskenēšanas datiem.
Figure 4.34. Digital elevation model with central part of eskers of the Ogres Kangari and location of studied quarries. LIDAR derived DEM at background from LGIA.

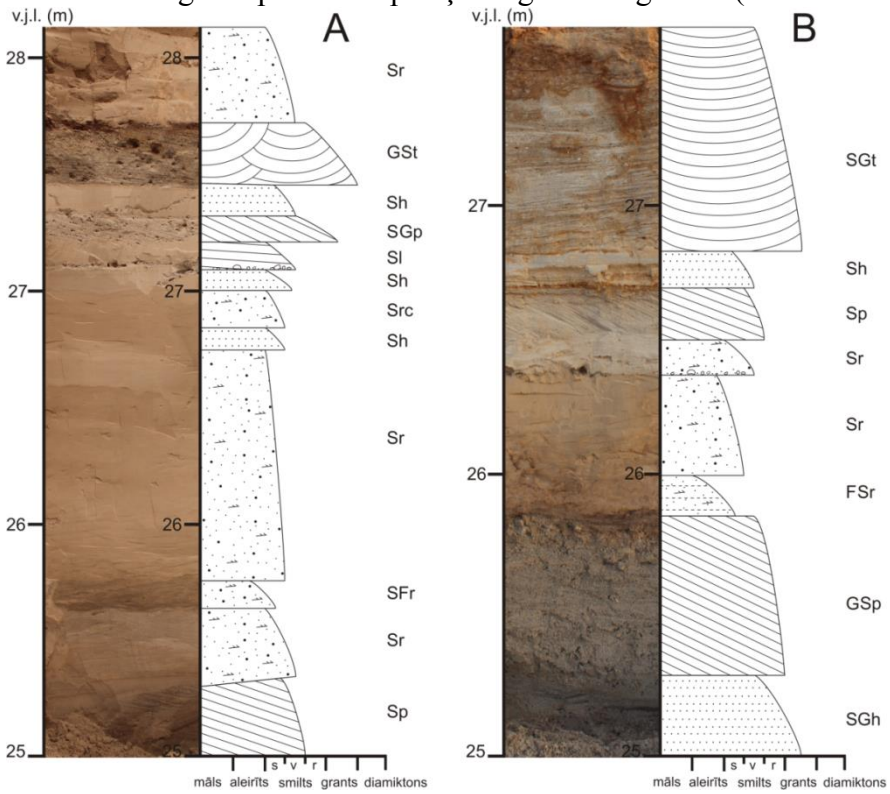
Kaparāmura karjerā (24°31'45" E, 56°50'54" N, 4.34. attēls) ir novērojama glaciofluviālo nogulumu gradācija, respektīvi tā pamatnē ir sastopams laukakmeņu un oļu materiāls, bet virs tā grants ar oļiem, ko karjera augšējā daļā pārklāj smilšaini nogulumi (4.35. attēls). Grantainajam materiālam pārsvarā ir masīva vai ļoti neizteikti slāņota tekstūra, vietām grants slāņus pārtrauc horizontāli slāņotas smilts starpslāņi. Arī Kaparāmura osa noraktās, proksimālās daļas uzbūvē dominē rupjgraudaini nogulumi, tostarp oļi un sīkakmeņi, kā to ir aprakstījis V. Zelčs (1986a). Minētās Kaparāmura osa uzbūves detaļas liecina, ka tā veidošanās ir notikusi zemledāja tunelī, spēcīgām ledājkušanas ūdeņu straumēm nogulsnējot rupjatlūzu materiālu.



4.35. attēls. Osa vaļņa distālās daļas kodola uzbūve Kaparāmura karjerā. A. Atsegums karjera ZA sienā ar izteiktu akmeņu koncentrāciju glaciofluviālo nogulumu slāņkopas apakšējā daļā. B. Atseguma fragments ar masīvu, akmeņainu granti. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.35. Composition of the distal part of the esker core in the Kaparāmura quarry. A. The outcrop in the NE wall of the quarry with a concentration of boulders in the lower part of the glaciofluvial deposits. B. A fragment of the outcrop with bouldery gravel with a massive structure. See Table 3.1. for lithofacies codes.

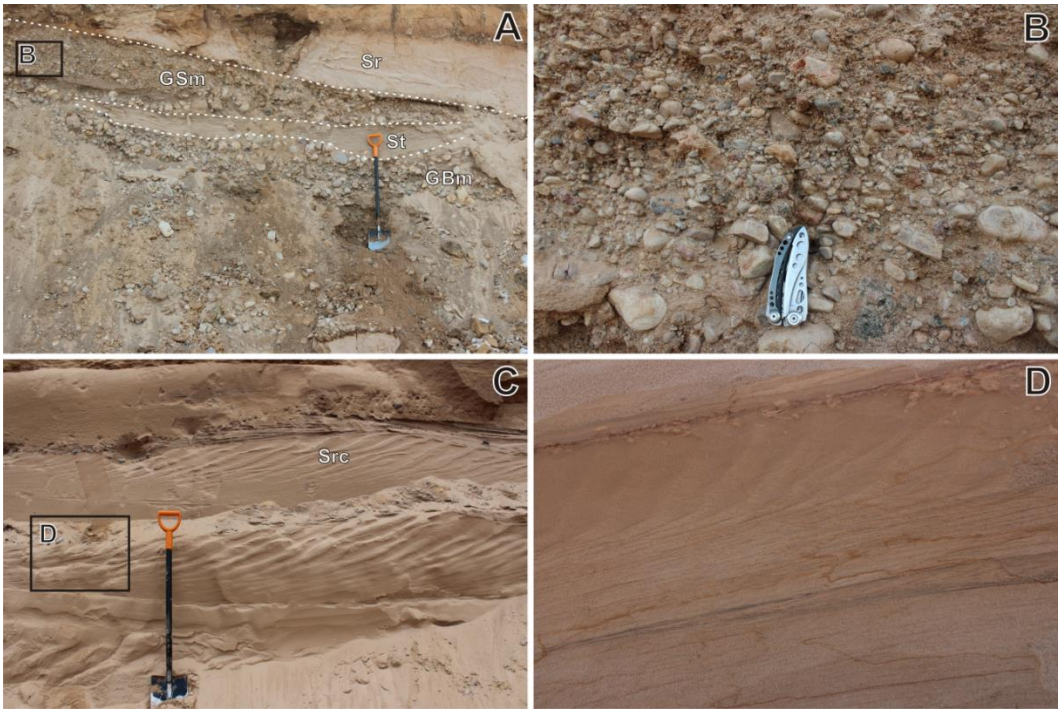
Citas Ogres Kangaru osu daļas uzbūves īpatnības tika pētītas **Dūju karjerā** (24°39'18" E, 56°47'30" N), kurš atrodas lēzena osa vaļņa nogāzē, DA no Ogres pilsētas (4.34. attēls). Karjerā atsegtie glaciofluviālie nogulumi nav tik rupjgraudaini kā Kaparāmura osā. Galvenokārt ir sastopami slīpslāņotas, horizontāli slāņotas un ripsnotas smilts, vietām muldveidīgi vai plakani slīpslāņotas grants nogulumi (4.36. un 4.37. attēli).



4.36. attēls. Dūju osa karjera nogulumu griezuma augšējās daļas uzbūve un litofācijas. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.

Figure 4.36. Lithological composition and sedimentary log of the upper part of the sections in the Dūju esker quarry. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Dūju karjera daļā, kas atrodas nedaudz tuvāk osa korei, nogulumi kļūst rupjgraudaināki. Atsegumā DDR sienā glaciofluviālo nogulumu slāņkopas vidus daļā ir sastopami slāņi ar granti, oļiem un akmeņiem, ko pārklāj ripsnota smilts (4.37. A, C attēls). Kā liecina V. Zelča dati (Zelčs, 1986a), Dūju–Grantskalna osu apakšējā daļā atrodas laukakmeņu un oļainas grants slāņkopa, kura pašreizējā Dūju osa karjerā nav atsegta. Vietām Dūju karjerā tika konstatētas ripsnotas smilts sērijas, kurās vērojama pakāpeniska pāreja no subkritiskā (A–tips) uz superkritisko (B–tips un sinusoidālais ripsnojums) kāpjošo ripsnojumu (4.37. C, D attēls). Katrā kāpjošā ripsnojuma sērijā kāpuma leņķis pieaug virzienā uz augšu, liecinot par plūsmas ātruma samazināšanos un pieaugošu daļiņu izsēšanās ātrumu no suspensijas.



4.37. attēls. Dūju osa uzbūve tā ZA nogāzē. A. Atsegums karjera DDR sienā ar grants, oļu un sīkakmeņu koncentrāciju glaciofluviālo nogulumu slāņkopas vidus daļā. B. Atseguma fragments, kur redzama masīva, smilšaina grants un oļi. Naža garums ir 9 cm. C. Atsegums karjera ADA sienā ar ripsnotas smilts sērijām, kurās vērojama pakāpeniska pāreja no subkritiskā uz superkritisko kāpjošo ripsnojumu. D. Atseguma fragments ar vienu kāpjošā ripsnojuma sēriju. Litofāciju kodus skat. 3.1. tabulā.
Figure 4.37. Composition of the NE slope of the Dūju esker. A. Outcrop in the SSW wall of the quarry with a concentration of gravel and boulders in the middle part of the glaciofluvial deposits. B. A fragment of the outcrop showing sandy gravel and pebbles with a massive structure. The knife lenght is 20 cm. C. Outcrop in the ESE wall of the quarry with a sets of ripple cross-stratified sand. Note the sequence of subcritically to supercritically climbing ripples. D. A fragment of the outcrop with a set of climbing ripple sequence. See Table 3.1. for lithofacies codes.

Gan Kaparāmura, gan Dūju osa, kā arī Grantskalnu, Zilo un Augsto Kalnu pamatni veido Daugavas svītas dolomīts, reizēm merģelis, virs kuriem tikai dažviet sastopama līdz 1,55 m bieza morēna (Sleinis, 1955). Dolomīts tiek iegūts abiem osiem blakus esošajos karjeros "Vārpas–dolomīts, smilts", "Saides" un "Vilciņi". Tā kā dolomīts atrodas osu pamatnē, tas noteikti ietekmēja ledāja dinamiku un hidroloģisko režīmu deglaciācijas laikā.

Acīmredzot, ledāja gultnē esošais dolomīts un merģelis nespēja novadīt ledājkušanas ūdeņus, un tas sekmēja R–tipa tuneļu attīstību ledāja pamatnē un secīgu osu veidošanos.

Pie minētajiem osiem atrodas arī tādi iegareni pauguri kā Ozolkalni, Lazdukalns, Liepkalns un Egļukalns, kuru izcelsme joprojām ir samērā neskaidra. Šos paugurus, kā liecina izpētes urbumi (Sleinis, 1955), veido smalkgraudaini nogulumi – galvenokārt smalkgraudaina un aleirītiska smilts un alierītisks māls. Tas ļauj domāt, ka nogulumu izcelsme ir saistāma ar lēnām ledājkušanas ūdeņu straumēm un stāvošu ūdeni. Iespējams, pauguri veidojušies pēc Kangaru osu izveidošanās atvērtās ledāja plaisās, un vēlāk jau starp aprimuša ledus blāķiem. Šo pauguru ģenēzes apstiprināšanai būtu nepieciešami detāli litofāciju pētījumi, kuri šobrīd nav iespējami atsegumu trūkumu dēļ.

4.2.4. Optiski stimulētās luminiscences datēšanas rezultāti

Šajā pētījumā kvartāra nogulumu absolūtā vecuma noteikšanai tika izmantota optiski stimulētās luminiscences (OSL) metode. Pētījuma ietvaros tika noņemti 4 smilts paraugi, kuru datēšanu veica Edyta Kalińska–Nartiša Lundas Universitātes luminiscences laboratorijā, Zviedrijā. Šobrīd ir pieejami rezultāti tikai 2 paraugiem no Lāču karjera. Darbā tika izmantoti arī citi Viduslatvijas zemienē esošo nogulumu OSL datējumu rezultāti, kuri ir veikti iepriekšējos gados – piecu OSL datējumu nepublicētie rezultāti (laboratorijas pārskats – Oinonen, Eskola, 2009) un divi publicēti rezultāti (Zelčs et al., 2011), kas ir apkopoti 4.1. tabulā.

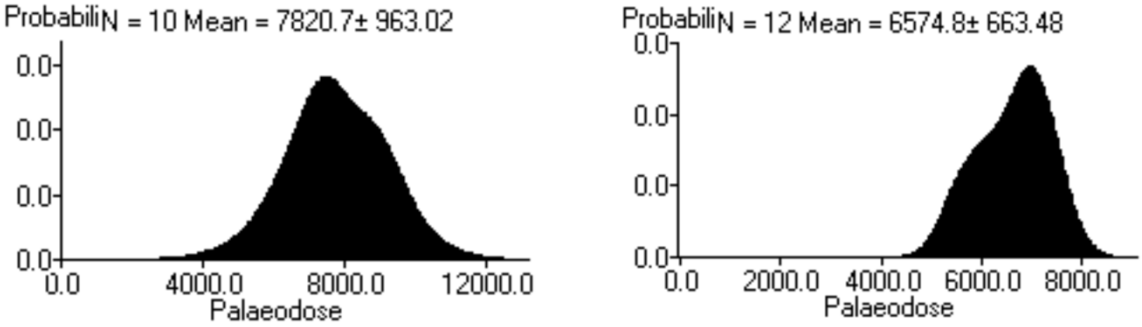
Viduslatvijas zemienes DR daļā ir iegūti atšķirīgi un izkliedēti OSL datēšanas rezultāti no Jaundalbiņu, Krimūnu un Pūteļu karjeriem (Oinonen, Eskola, 2009). Jaundalbiņu karjera smilšainie nogulumi, kurš atrodas marginālā valnī, uzrāda vecumu no 53 līdz 124 ka (Hel–TL04154), kas ir uzskatāms tikai par vecuma novērtējumu sakarā ar ļoti plašu paleodozas sadalījumu. Šāds rezultāts liecina par to, ka smilts graudi ir nepilnīgi izgaismoti saules gaismā pirms to nogulsnēšanās, vai arī paraugā ir sastopama atšķirīgos laikos uzkrājusies smilts.

4.1. tabula. Darbā izmantoto OSL datējumu rezultāti. Ar * apzīmēts rezultāts, kurš uzskatāms tikai par vecuma novērtējumu sakarā ar ļoti plašu paleodozas izkliedi.
Table 4.1. OSL dating results used in this study. The result marked with * should be considered only as age estimation due to very wide paleodose distribution.

Nosaukums	Vecums ka	Laboratorijas Nr.	Atsauce
Lāči 1	111,6 ± 11,3	Lund–14051	Edyta Kalińska-Nartiša pers. kom
Lāči 2	92,2 ± 9,0	Lund–14052	Edyta Kalińska-Nartiša pers. kom
Jaundalbiņi 1	53 – 124 *	Hel–TL04154	Oinonen, Eskola, 2009
Krimūnas 1	101 ± 18	Hel–TL04158	Oinonen, Eskola, 2009
Krimūnas 2	95 ± 15	Hel–TL04159	Oinonen, Eskola, 2009
Pūteļi 1	137 ± 25	Hel–TL04161	Oinonen, Eskola, 2009
Pūteļi 2	143 ± 29	Hel–TL04162	Oinonen, Eskola, 2009
Kažoki 1	26,9 ± 4,4	Hel–TL04113	Zelčs et al., 2011
Kažoki 2	29,4 ± 4,7	Hel–TL04114	Zelčs et al., 2011

Netālu no Tērvetes esošajā Pūteļu karjera smilšainie nogulumi, domājams, ir uzkrājušies glaciofluviālā deltā Latvijas leduslaikmeta beigu posmā, bet OSL datējumi

uzrāda vecumus ar lielu kļūdu no 137 ± 25 ka (Hel–TL04161) līdz 143 ± 29 ka (Hel–TL04162). Šāds gadījums, kur ar OSL metodi iegūtais nogulumu vecums krietni pārsniedz sagaidāmo nogulumu vecumu, parasti ir izskaidrojams ar nepilnīgu smilts graudu eksponēšanos saules gaismā nogulsnēšanās laikā. Šiem rezultātiem paleodozas histogrammā (4.38. attēls) ir raksturīgs normāls, pat ļoti ciešs paleodozas sadalījums (Oinonen, Eskola, 2009), kas liecina par to, ka iegūtais vecums neatbilst smilts graudu nogulsnēšanās laikam, bet gan atspoguļo laiku, kad notika nogulumu pēdējā eksponēšanās saules gaismā, kas acīmredzot norisinājās pirms to pēdējās izgulsnēšanās deltas apstākļos, kad nogulumi netika apgaismoti vispār, vai arī visi datētie smilts graudi tika apgaismoti ļoti vāji.



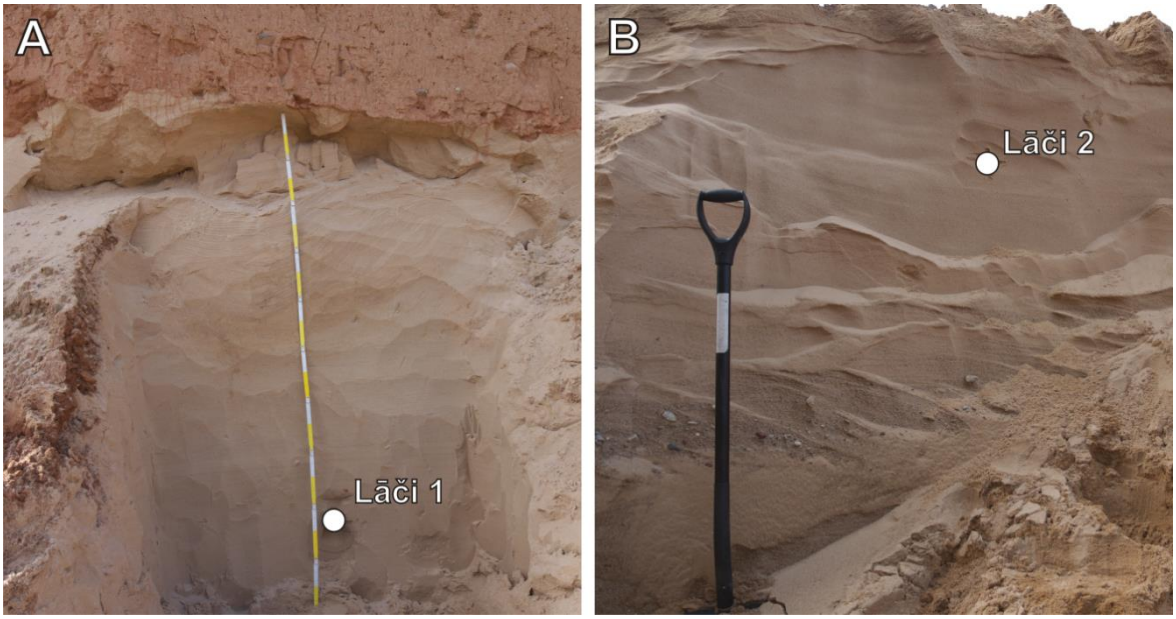
4.38. attēls. Paleodozas sadalījuma grafiks nogulumu paraugiem no Pūteļu karjera (Oinonen, Eskola, 2009).
Figure 4.38. The equivalent dose distribution for samples from the Pūteļi quarry (Oinonen, Eskola, 2009).

Divi paraugi no smilšainajiem zemmorēnas nogulumiem Krimūnu karjerā arī uzrāda salīdzinoši lielu vecumu, respektīvi, 95 ± 15 ka (Hel–TL04159) un 101 ± 18 ka (Hel–TL04158) (Oinonen, Eskola, 2009), tomēr to kļūda ir mazāka kā Pūteļu paraugiem. Šo paraugu datējumu rezultāti ir arī ļoti līdzīgi Lāču karjera OSL datējumu rezultātiem, tādējādi tie atbilst tālāk izklāstītajai interpretācijai. Lāču karjerā OSL paraugošana tika veikta horizontāli slāņotā smiltī 4,7 m (4.39. A attēls) un 9,2 m (4.39. B attēls) dziļumā no zemes virsas. Pirmais paraugs tika ievākts smalkgraudainas smilts slānī 1,6 m dziļumā no slāņa augšdaļas. Smilšainie nogulumi bija glaciotektoniski deformēti līdz aptuveni 1 m dziļumam, un tos pārklāja līdz 3 m bieza sarkanbrūna zemledāja morēna. Otrais paraugs tika ievākts karjera apakšējā daļā vidējgraudainas līdz smalkgraudainas smilts slānī, kuru netālu no paraugošanas vietas pārklāja smilšainas grants slānis.

Lāču karjerā abu ievākto paraugu datējumu rezultāti (Edyta Kalińska–Nartiša pers. kom.) ir balstīti uz 24 liela izmēra alikvotu apstrādi, tādējādi rezultātu standartkļūda ir mazāka par 10%, lai gan ekvivalentās absorbētās dozas sadalījums (4.40. attēls) Lāči 1 paraugam ir diapazonā no 39,3 līdz 264,8 Gy (Lund–14051), bet Lāči 2 paraugam ir diapazonā no 36,7 līdz 201,9 Gy (Lund–14052). Vidējā ekvivalentā doza abiem paraugiem ir attiecīgi 151,6 ± 12,6 Gy un 131,1 ± 10,7 Gy. Savukārt dozas uzkrāšanās ātrums ir 1,36 un 1,42 Gy/ka. Aprēķinātais vidējais nogulumu uzkrāšanās vecums ir 111,6 ± 11,3 ka (Lund–14051) un 92,2 ± 9,0 ka (Lund–14052).

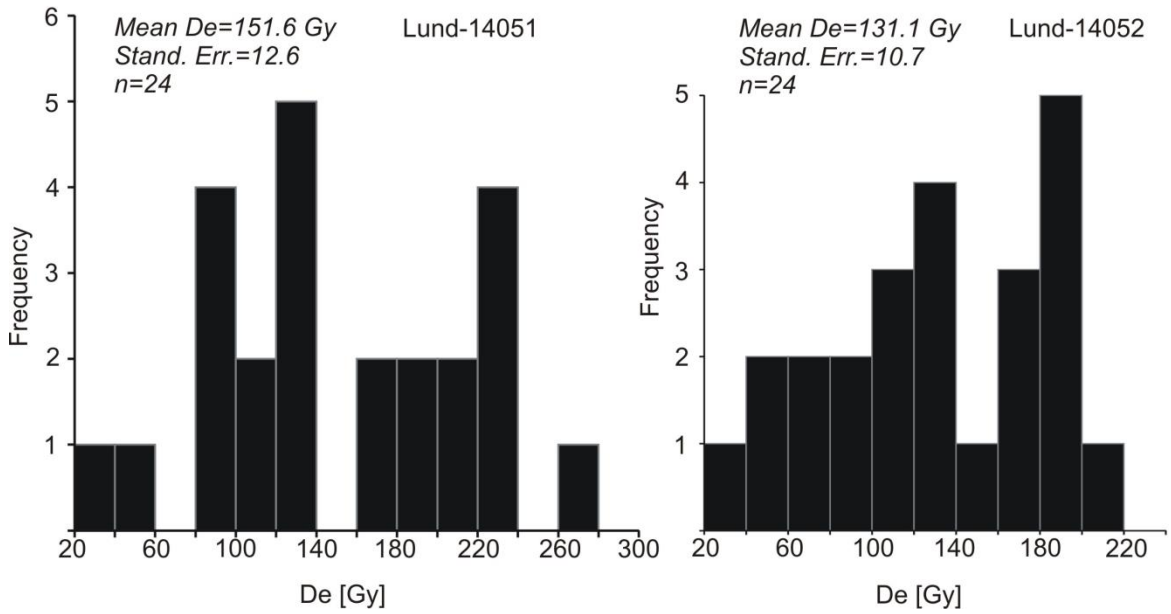
Paleodozas sadalījuma grafikos (4.40. attēls) var redzēt, abos gadījumos tie neatbilst normālsadalījumam, turklāt Lāči 2 parauga paleodozu sadalījumam ir pat negatīva asimetrija. Minētais neļauj absolūtā vecuma aprēķiniem izmantot statistiskos vecuma modeļus, kādus mēdz izmantot plašas paleodozas izkliedes gadījumā (Trasher et al., 2009), kas var rasties, ja kvarca graudi ir izgaismoti heterogēni. Šādi modeļi (ibid.) ir izmantojami gadījumos, kad paleodozu sadalījumam ir pozitīva asimetrija, pieņemot, ka mazākās

paleodozas vērtības ir iegūtas no labi izgaismotiem kvarca graudiem (to agrākais luminiscences signāls ir bijis dzēsts pirms nogulsnēšanās), un tieši tās ir tālāk izmantojamas vecuma aprēķinam.



4.39. attēls. Lāču karjera OSL paraugošanas vietas. A. Lāči 1 paraugs 4,7 m dziļumā no zemes virsas. B. Lāči 2 paraugs 9,2 m dziļumā no zemes virsas.
Figure 4.39. OSL sampling sites at the Lāči quarry. A. Lāči 1 sampling site at 4,7 m beneath the surface. B. Lāči 2 sampling site at 9,2 m beneath the surface.

Lāču karjera OSL datējumu rezultāti atbilst 5. marīno izotopu stadijai – MIS 5, kurā tiek izdalītas piecas apakšstadijas, sākot ar MIS 5e, kas atbilst Ēmas jeb Felicianovas interglaciālam, un beidzot ar MIS 5a, kas atbilst agrā Vislas stadiāla noslēguma posmam (Wohlfarth, 2013). Datējumi kopumā aptver laika intervālu no MIS 5d sākuma līdz MIS 5b sākumam, kas Ziemeļeiropā atbilst aptuveni 115 ka līdz 85 ka (Svendsen et al., 2004; Wohlfarth, 2013). Jāpiebilst, ka agrās Vislas laikā lielākais apledojums bija MIS 5b stadijā Skandināvijā un Sibīrijā, kas nesasniedza Latviju (Svendsen et al., 2004), tādējādi Latvijā bija no ledus pilnībā brīvi apstākļi un atbilstoša tundras un skujkoku veģetācija. Tā kā datēto nogulumu slāņkopa atrodas uzreiz zem augšējā Latvijas apledojuma morēnas slāņa, rodas jautājums par Vidusvislas laika nogulumu iztrūkumu griezumā. Šī laikaposma seklūdens baseina nogulumi ir konstatēti gan Rietumlatvijā (Saks et. al., 2012b), gan Austrumlatvijas zemienē (Zelčs et al., 2011) un Ziemeļrietumu Lietuvā (Satkūnas et. al., 2009). Tādēļ nevar noliegt, ka šajā laikā attiecīgi nogulumi varēja uzkrāties arī Viduslatvijas zemienē. Tomēr ne šī pētījuma, nedz iepriekšējo pētījumu (Zelčs et al., 2011) datēšanas rezultāti neapstiprina Vidusvislas laika nogulumu eksistenci Viduslatvijas zemienē, tādēļ ir ticami, ka nogulumi, kuri pētījumu teritorijas centrālajā un D daļā varēja uzkrāties pēc MIS 5, tika erodēti Zemgales ledus loba transgresijas etapā vēlās Vislas laikā. Par senākiem Vislas leduslaikmeta stadiāliem pētījumu teritorijā nav liecību, arī reģionālajās rekonstrukcijās (Svendsen et al., 2004) ir pamatots, ka vidus Vislas laikmetā apledojums varēja sasniegt tikai Latvijas R un Z. Morēnas, kura Lāču karjerā atrodas zem karjerā atsegtās šķiroto nogulumu slāņkopas (Ertners, 2009), minimālais vecums atbilstoši pārsedzošo OSL datējumu rezultātiem ir saistāms ar Zāles (Kurzemes) apledojumu.



4.40. attēls. Ekvivalentās dozas sadalījuma grafiks Lāču karjera nogulumu paraugiem.
Figure 4.40. The equivalent dose distribution for samples from the Lāči quarry.

OSL datēšanas rezultāti (Zelčs et al., 2011) no baseina nogulumiem Austrumkursas augstienes Ozolpils pacēlumā (3.1. attēls), kurš veido leduskontakta nogāzi, liecina, ka tie ir nogulsnējušies pirms 26,9 ± 4,4 ka (Hel–TL04113, Kažoki 1) un 29,4 ± 4,7 ka (Hel–TL04114, Kažoki 2). Nogulumu paraugi ir ņemti no Kažoku karjera, kurš atrodas vairāk kā 50 km uz ZZR no Lāču karjera. Šajā karjerā baseina nogulumi veido vienu slāņkopu kopā ar smilts un grants glaciofluviālajiem nogulumiem, kas ir glaciotektoniski deformēti (Saks et al., 2010), tādēļ nav iespējams viennozīmīgi raksturot šo nogulumu uzkrāšanās vidi. Ņemot vērā arī datējumu kļūdas robežas, iespējams, ka to uzkrāšanās notika sandra proksimālajā līdz vidējā daļā pirms transgresējoša vēlā Vislas ledusvairoga. Alternatīvi šie nogulumi varēja uzkrāties baseina apstākļos (Saks u. c., 2010; Zelčs et al., 2011). Kažoku karjera smilšaino zemmorēnas nogulumu vecums ir krietni jaunāks par Lāču un Krimūnu karjeru nogulumu vecumiem. Tā kā Kažoku karjers atrodas Austrumkursas augstienes malas zonā, kas atradās Zemgales ledus loba R malā, šajā teritorijā ledāja erozija nebija tik izteikta, kā Viduslatvijas zemienes centrālajā un DR daļā. Tādējādi Kažoku karjerā saglabājās nogulumi, kuri uzkrājās vidus Vislas laika posma beigās pirms vēlā Vislas apledojuma transgresijas.

5. DISKUSIJA

Subglaciālās reljefa formas viennozīmīgi ir visvairāk izplatītās reljefa formas teritorijās, ko klāja pleistocēna kontinentālie segledāji, un kuras veidojas arī zem mūsdienu ledus vairogiem. Tās var uzskatīt arī par visvairāk pētītajām ledāja reljefa formām pasaulē. Īpaši jāuzsver lielais pētījumu un publikāciju skaits attiecībā uz plūdlīnijas subglaciālajām reljefa formām, galvenokārt drumliniem. Tomēr joprojām šo reljefa formu veidošanās mehānismi ir intensīvu zinātnisku diskusiju objekts. Tāpat arī priekšstati par subglaciālo reljefa formu morfoloģiju, izkārtojumu, saistību ar ledāja gultnes topogrāfiju un litoloģiju ir mainījušies gadu laikā, bet nozīmīgi atklājumi par minētajām problēmām ir veikti salīdzinoši nesen sakarā ar ĢIS pielietojamības iespējām un detālas informācijas par reljefu pieejamību. Kopumā tas ir sekmējis uz kvantitatīviem datiem balstītu pētījumu attīstību. Tā rezultātā tikai šajā gadsimtā vien ir iegūta pietiekama informācija, lai balstoties uz kvantitatīviem datiem, varētu analizēt reljefa formu izplatības un morfoloģijas likumsakarības ledus vairogu, ledus lielplūsmu un lobu mērogā. Jaunākie zinātniskie pētījumi tāpat kā šī darba rezultāti apliecina to, ka plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas veido vienu paraģenētisko rindu, un tās ir uzskatāmas par vienu reljefa formu populāciju, kurā ietilpstošo individuālo elementu morfometriskie parametri pārklājas. Tādējādi ir iespējams arī salīdzināt plūdlīnijas formu morfoloģiju visā pasaulē. Faktori, kas nosaka plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu un rievoto morēnu veidošanos galvenokārt ir saistāmi ar ledāja glaciodinamiskajiem un bazālajiem termālajiem apstākļiem. Turklāt, kā rāda jaunākie skaitliskie modeļi (Fowler, Chapwanya, 2014), visu minēto reljefa formu veidošanos var izskaidrot ar saistītu ledus, nogulumu un zemledāja ūdeņu plūsmu, kā rezultātā vairums subglaciālo gultnes reljefa formu attīstās spontāni no sākotnēji relatīvi gludas ledāja gultnes, ko izraisa nestabilitāte zemledāja sistēmā (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a). Pētījuma rezultāti ļauj arī diskutēt par Zemgales ledus loba dinamiku, plūsmas virzieniem, paleoglacioloģiskajiem apstākļiem un deglaciācijas gaitu, salīdzinot to ar citos pētījumos paustajiem viedokļiem Fenoskandijas ledusvairoga, it īpaši tā periferiālās segas D un DA sektora dinamiku Vislas leduslaikmetā (skat. 5.4. apakšnodaļu).

5.1. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu morfoloģija, izkārtojums un saistība ar subkvartārās virsmas topogrāfiju un uzbūvi

Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu telpiskā izvietojuma un morfoloģijas īpatnības detāli ir izklāstītas un interpretētas 4.1. apakšnodaļā. Šajā pētījumā iegūtie plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu morfometriskie parametri ļauj tos salīdzināt ar kvantitatīviem datiem, kas iegūti subglaciālo reljefa formu pētījumos citos to izplatības reģionos (Clark et al., 2009; Stokes et al., 2013b; Spagnolo et al., 2014).

Zemgales ledus loba plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu vidējais aritmētiskais garums ir 1578 m (mediāna – 962 m), platums ir 349 m (mediāna – 311 m) un linearitātes koeficients ir 4,0 (mediāna – 3,2.). Tā kā šie parametri ir aprēķināti visam glaciālo lineamentu kopumam, nenodalot drumlinus no lielizmēra glaciālajiem lineamentiem, ir sagaidāms, ka morfometriskie parametri varētu atšķirties no citur pasaulē iegūtajiem, piemēram, tikai drumlinu parametriem. Tomēr, kā liecina šī pētījuma rezultāti, un arī pētījumi Dubounta ezera ledus lielplūsmas gultnē, kur ir nokartēti 42 583 glaciālie lineamenti (Stokes et al., 2013b), drumlinus un lielizmēra glaciālos lineamentus nav iespējams nošķirt pēc to morfometriskajiem parametriem, jo tie veido vienu populāciju. Tas ir redzams minēto parametru sadalījuma grafikos (4.6. attēls), kā arī konstatējams pēc fakta, ka lineamenti telpiski ir izvietoti līdzās viena ledus loba gultnē.

Dubounta ezera ledus lielplūsmas glaciālie lineamenti vidēji ir 945 m gari, 117 m plati, to linearitātes koeficients ir 8,7 (ibid.). Salīdzinot ar Zemgales ledus loba glaciālajiem lineamentiem, tie vidēji ir ievērojami šaurāki, nedaudz īsāki, tiem ir vairāk kā uz pusi lielāks linearitātes koeficients. Minētās atšķirības ir iespējams izskaidrot ar to, ka Dubounta ezera lielplūsmai, pirmkārt, ir lielākas dimensijas (garums – 450 km), otrkārt, tai ir izteikta konverģences zona, kurā sastopama garāko lineamentu populācija, kurai arī tika aprēķināti minētie morfometriskie parametri. Turklāt, izvērtējot Zemgales ledus loba glaciālos lineamentus, ir jāņem vērā apstāklis, ka daļa no lineamentiem, iespējams, atrodas zem Baltijas ledus ezera un Baltijas jūras nogulumiem, tādējādi nav nokartēti un iekļauti aprēķinos pilnīgi visi lineamenti, kas atrodas Viduslatvijas zemienes hipsometriski zemākajos līmeņos. Tāpat arī glaciālo lineamentu vidējais aritmētiskais garums varētu būt pārspīlēts. Šo pārspīlējumu rada lielizmēra glaciālie lineamenti, kas ir izplatīti D no Biržiem, kur to garums pārsniedz 20 km. Lineamentu garuma sadalījuma grafiks (4.6. A attēls) skaidri parāda, ka visbiežāk ir sastopami 1 km gari lineamenti.

Salīdzinot Zemgales ledus loba glaciālos lineamentus ar 60 000 Lielbritānijas un Īrijas drumliniem, kuru vidējais aritmētiskais garums sasniedz 629 m, platums ir 209 m, un linearitātes koeficients – 2,9 (Clark et al., 2009), jāsecina, ka Zemgales loba lineamentiem visi morfometriskie parametri ir lielāki. Tas daļēji izskaidrojams ar to, ka šī darba pētījumu teritorijā glaciālos lineamentus veido ne tikai drumlini, bet arī megaflūtingi un lielizmēra glaciālie lineamenti. Jāpiebilst, ka lai varētu veikt korektu salīdzinājumu, turpmākos pētījumos būtu jāveic visas Latvijas vai Baltijas drumlinu kartēšana, jo šajā pētījumā Zemgales ledus loba gultnē tika apzināti aptuveni 4340 glaciālie lineamenti, kas ir vairāk nekā līdzšinējos pētījumos (Zelčs, 1993a), bet krietni mazāk kā iepriekš minētajos pētījumos pasaulē. Salīdzinot Burtnieka drumlinu lauku (Zelčs, Dreimanis, 1997) ar Sādjarves drumlinu lauku (Rattas, Piotrowski, 2003) nākas secināt, ka Sādjarves konverģentie drumlini ir garāki nekā Burtnieka lauka diverģentie drumlini. Iespējams, ka C.R. Stouksa u. c. (Stokes et al., 2013b) un C.D. Klārka u. c. (Clark et al., 2009) pētījumi, aptver teritorijas, kurās izplatītas vairāku tipu glaciodepresijas.

Unikāla informācija par mūsdienās veidotu glaciālo lineamentu morfoloģiju ir iegūta pie aktīva Mulajegidla izvadledāja veidotā drumlinu lauka, kurš sastāv no vismaz 110 drumliniem (Jónsson et al., 2014). Tie ir 70 – 380 m gari, 20 – 180 m plati un 2 – 10 m augsti (ibid.). Tādējādi šie drumlini pēc izmēra līdzinās pleistocēna ledus plūsmu veidotajiem drumliniem. To vidējie izmēri, protams, ir mazāki, jo šos drumlinus veidojis izvadledājs, kas individualizējies no salīdzinoši mazāka segledāja ķermeņa – ledus kupola. Līdz ar to šis izvadledājs raksturojas ar mazākiem izmēriem un ledus biezumu salīdzinājumā ar pleistocēna segledāju lielplūsmām. Pie citiem Islandes ledājiem sastopamo drumlinu skaits un izmērs kopumā ir vēl mazāks kā Mulajegidla veidotajiem drumliniem. Piemēram, drumlini pie Vestari–Hagafelljegidla ir tikai 20 – 30 m gari, 10 – 20 m plati un 1 – 2 m augsti, (Hart, 1995). Drumlini pie Mirdalsjegidla ir līdz 3 m augsti un līdz 80 m gari (Krüger, Thomsen, 1984), savukārt drumlini pie Skeidararjegidla ir 65 līdz 145 m gari, 12 līdz 34 m plati un 1,7 – 3,8 m augsti (Waller et al., 2008). Vieni no izmēru ziņā lielākajiem individuālajiem drumliniem Islandē ir konstatēti pie Bruarjegidla, kur tie sasniedz līdz pat 800 m garumu un 300 m platumu, lai gan to ievērojamie izmēri ir veidojušies, ledājam zemledāja apstākļos pārveidojot senākas reljefa formas, piemēram, gala morēnas (Kjær et al., 2008).

Jaunākajā pētījumā par lielizmēra glaciālo lineamentu morfoloģiju (Spagnolo et al., 2014), tika analizēti astoņu Antarktikas, Kanādas un Norvēģijas mūsdienu un seno pleistocēna ledāju lielplūsmu lineamentu morfometriskie parametri. Tika noskaidrots, ka šo lineamentu garuma mediāna ir 2890 m, turklāt 80% lineamentu garums ir 1 – 9 km diapazonā, platuma mediāna ir 270 m, linearitātes koeficients sasniedz 12, savukārt

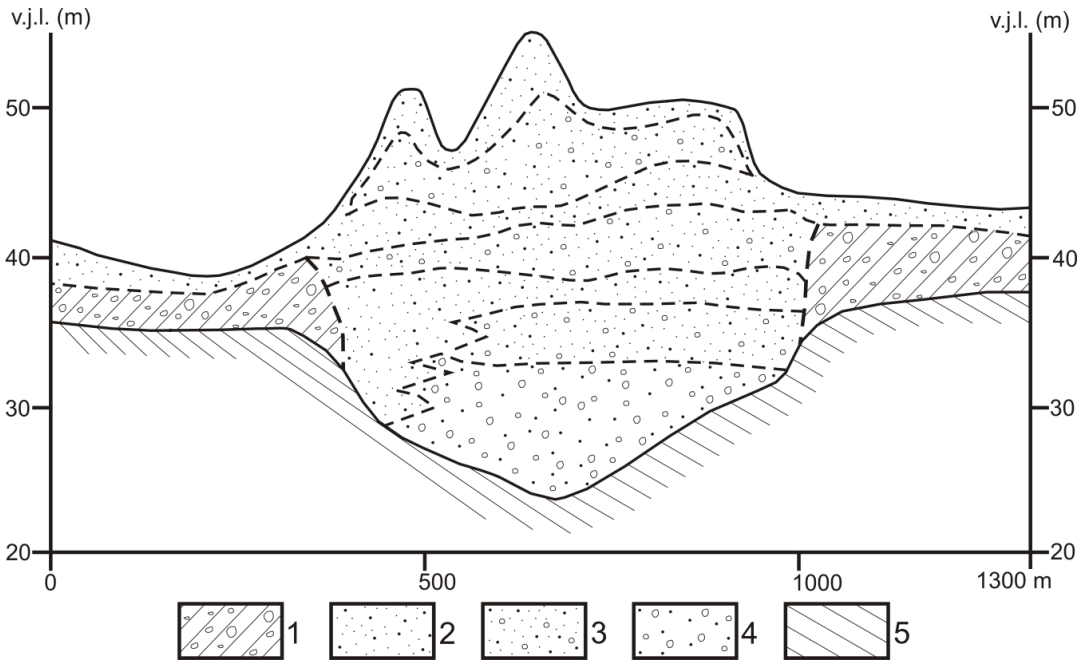
augstuma mediāna ir tikai 3 m, visbiežāk 1 – 2 m. Pētījuma (ibid.) rezultāti, kuri tika iegūti, veicot ļoti detālu lielizmēra glaciālo lineamentu kartēšanu no augstas izšķirtspējas reljefa datiem, parāda, ka līdzšinējās publikācijās (piemēram, Clark, 1993) minētie lineamentu morfometriskie parametri, iespējams, ir pārspīlēti. Zemgales ledus loba Ziemeļlietuvas daļā izplatīto lielizmēra glaciālo lineamentu maksimālais garums sasniedz 24 km, platums vidēji ir 300 – 500 m diapazonā, relatīvais augstums lielākoties nepārsniedz 5 m, savukārt linearitātes koeficients sasniedz 50. Tādējādi var secināt, ka pētījumu teritorijas lielizmēra glaciālo lineamentu garums ir lielāks, kā vidēji citur pasaulē, turklāt tas pārsniedz arī Dubounta ezera ledus lielplūsmas maksimālo lineamentu garumu, kas ir tikai 20 km (Stokes et al., 2013b). Ar Ziemeļlietuvas lineamentiem salīdzināma lieluma lielizmēra glaciālie lineamenti, kas pārsniedz 18 km garumu, ir atklāti zem Ratforda ledus lielplūsmas Antarktīdā (Smith et al., 2007; King et al., 2009), kuras virsmas ātrums ir aptuveni 400 m gadā (Gudmundsson, Jenkins, 2009). Minētais arī viennozīmīgi liecina, ka Zemgales ledus loba centrālajai daļai bija raksturīgs liels plūsmas ātrums atbilstoši vismaz vairākus simtus m gadā.

Rievotās morēnas pasaulē galvenokārt ir izplatītas pleistocēna segledāju centrālajās daļās, kur pēc vairāku pētnieku domām (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999; Sarala, 2006, 2007) pastāvēja atkūstošas ledāja gultnes apstākļi, un rievotās morēnas veidojās zonā starp auksti un silti bāzētu ledāju. Mūsdienās daudzi pētnieki ir ziņojuši arī par rievoto morēnu izplatību ārpus segledāju centrālajām daļām (Zelčs, Dreimanis, 1998; Zelčs, 1999; Dunlop, Clark, 2006; Greenwood, Clark, 2008; Hughes et al., 2010; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). Piedevām Zelčs un Dreimanis (1998) norāda, ka rievotās morēnas veidojas ledāja recesijas laikā, ledājam sakabinoties ar gultni, respektīvi sasalstošas gultnes apstākļos.

Citi autori pēc kvantitatīva pētījuma rezultātiem, kurā veikta plaša 33 000 rievoto morēnu kartēšana Zviedrijā, Kanādā un Īrijā, secina, ka rievotās morēnas veidojas gan atšķirīgos apledojuma posmos, gan arī salīdzinoši plašā teritorijā starp ledāja malu un ledussšķirtni (Dunlop, Clark, 2006). Šo apgalvojumu apstiprina arī rievoto morēnu izplatība Upmales paugurlīdzenumā, kur tās ir sastopamas nelielā attālumā no Ziemeļlietuvas gala morēnas (skat. 4.1.2. apakšnodaļu), tādējādi apliecinot, to, ka rievotās morēnas var veidoties zem ledus plūsmām salīdzinoši tuvu ledāja malai. Kā liecina šis un citi pētījumi par rievotajām morēnām Latvijā, tās ir sastopamas galvenokārt zemienēs (Zelčs, 1993a, b; Dreimanis, Zelčs, 1998; Lamsters, Ošs, 2012), bet nereti arī Kursas augstienēs (Strautnieks, 1998; Strautnieks u. c., 2015). Arī pētījumos citur pasaulē ir norādīts, ka rievotās morēnas ir izplatītas teritorijās ar atšķirīgu topogrāfisko novietojumu (Dunlop, Clark, 2006), kas acīmredzot neietekmē rievoto morēnu izvietojuma īpatnības.

Osi Viduslatvijas zemienē veido reljefā izteiktus vaļņus un grēdas, tādēļ ir aktīvi pētīti jau kopš divdesmitā gadsimta sākuma (Doss, 1910; Zāns, 1933, 1935b; Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b). Daudzi osi, kā, piemēram, Snorāju oss (4 km uz ZR no Dobeles) jau pagājušā gadsimta 70. gados tika pilnībā norakti, un par to uzbūvi ir iespējams spriest tikai no literatūras avotiem (Zāns, 1935b) vai grants–smilts iegulu izpētes pārskatiem. Latvijā konstatētais vidējais osu un osveida formu garums ir tikai 400 – 600 m, lai gan garākā osu sistēma sasniedz 56 km garumu (Putniņš, Celiņš, 2012). Salīdzinot ar osu virknēm citviet pasaulē, pētījumu teritorijas un visas Latvijas garākas osu virknes (Putniņš, Celiņš, 2012) tomēr uzskatāmas par salīdzinoši nelielām, jo, piemēram, plašākajā Laurentīdu ledusvairoga osu kartēšanas pētījumā (Storrar et al., 2014a, b) ir konstatētas osu virknes vairāku simtu kilometru garumā, no kurām garākā virkne stiepjas pat 760 km. Garākais nepārtrauktais osa valnis ir 97,5 km garš, bet vidēji Kanādas osi ir 3,5 km gari (ibid.).

Osu izplatība citur pasaulē, piemēram, Ziemeļamerikā, cieši korelējas ar kristālisko iežu izplatību. Tomēr mazākā skaitā un vairāk fragmentēti tie ir sastopami arī virs deformējama substrāta (Storrar et al., 2014a, b). Kaut arī Latvijā subkvartārajā virsmā neatsedzas kristāliskie ieži, un sastopamie osi nesasniedz vairāku simtu km garumu, kā tas ir Ziemeļamerikā (ibid.), tas pierāda, ka osi var būt izplatīti pat virs salīdzinoši vāji konsolidētiem nogulumiežiem un nogulumiem. Osu telpiskais izvietojums pētījumu teritorijā dažviet sakrīt ar ielejveida pazeminājumiem. Jau 20. gs. sākumā B. Doss (1910) un vēlāk arī J. Straume (1979) konstatēja, ka zem dažiem osiem, piemēram, osiem no Jelgavas–Žagares sistēmas, ir atrodami ielejveida iegrauzumi pamatiežos (5.1. attēls). Uz jautājumu vai šādi iegrauzumi ir pārmantotas senākas erozijas formas, vai arī veidojušies neilgi pirms osiem, nav iespējams sniegt viennozīmīgu atbildi. Taču visticamāk iegrauzumi sākotnēji varēja veidoties kā Naja kanāli, ledājūdeņiem erodējot pirmskvartāra nogulumiežus un pleistocēna nogulumus. Vēlāk, mazinoties ledājūdeņu straumju spēkam un tām kļūstot piesātinātām ar drupu materiālu, Naja kanāli tika aizpildīti ar glaciofluviālajiem nogulumiem un, attīstoties R–tipa tunelim ledū, veidojās osi. Daži osi arī paši atrodas ielejveida pazeminājumos (Zelčs, 1986b). Pēc to morfoloģijas šie pazeminājumi atgādina tuneļielejas (Ó Cofaigh, 1996) vai, tā saucamos, tuneļkanālus (Fisher et al., 2005; Kehew, Kozlowski, 2007). Viena no izteiksmīgākajām tuneļielejām pētījumu teritorijā sākas Jelgavas D nomalē un stiepjas līdz pat Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslai Lietuvā. Šajā tuneļielejā vietām ir sastopami osi un kēmi, un tā ir izgrauzusies cauri gala morēnai. No tuneļielejas izskalotais glaciofluviālais materiāls ir uzkrājies sandru izneses konusu veidā Ziemeļlietuvā. Šāda veida sakarība starp osiem un tuneļielejām ir novērotas arī citur pasaulē, piemēram, Kanādā (Fisher et al., 2005) un Somijā (Johansson, 2003). Tā liecina par secīgu minēto reljefa formu veidošanos un subglaciālo procesu maiņu no erozijas uz nogulumu akumulāciju.



5.1. attēls. Jelgavas–Žagares sistēmas osa grēdas ģeoloģiskais šķērsgriezums Igates apkaimē (autora pārveidots pēc Straumes, 1979). Apzīmējumi: 1 – morēna; 2 – dažādgraudaina smilts; 3 – smilšaina grants ar oļiem; 4 – oļi ar granti; 5 – pirmskvartāra nogulumieži.

Figure 5.1. The geological cross-section of the esker ridge in the Jelgava-Žagare system at Igate (modified by author after Straume, 1979). Legend: 1 – diamicton; 2 – sand; 3 – sandy gravel with pebbles; 4 – pebbles with gravel; 5 – bedrock.

Tuneļieleju konstatēšanu nereti apgrūtina fakts, ka tās mēdz būt aizpildītas ar kvartāra, galvenokārt pleistocēna nogulumiem, un neizceļas mūsdienu reljefā. Šādas, tā saucamās, apraktās ielejas ir samērā plaši izplatītas gan Latvijas (Eberhards, 1975; Straume, 1979; Juškevičs, 2000c; Pomeranceva, Brangulis, 2000b), gan Lietuvas teritorijā, kur pētījumi liecina (Bitinas, 1999), ka liela daļa no tām ir veidojušās kā tuneļielejas katastrofisku ledājkušanas ūdeņu erozijas rezultātā vairāku apledojumu laikā. Osu blīvums pētījumu teritorijā ir lielāks distālā virzienā no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas. Vislielākais osu un arī tuneļieleju blīvums ir konstatēts Viduslatvijas zemienes ZA daļā – Metsepoles līdzenumā un blakusesošajā Idumejas augstienē. To var izskaidrot ar pieaugošu ledājkušanas ūdeņu daudzumu deglaciācijas laikā, ko nodrošina īpaši virsledāja kušanas ūdens ieplūšana zemledāja sistēmā caur ūdensrijējiem un iekšledāja kanāliem. Šāds scenārijs ir arī pierādīts saistībā ar Laurentīdu ledus vairoga deglaciāciju (Storrar et al., 2014b). Arī pētījumi par Grenlandes ledusvairoga zemledāja noteces sistēmu apliecina, ka tā ir cieši saistīta ar virsledāja ūdens nokļūšanu zemledāja sistēmā caur ūdensrijējiem un plaisām (Andrews et al., 2014). Savukārt pētījumi Islandē pie Breidamerkurjegidla ledāja (Boulton et al., 2007) liecina, ka galvenais pastāvīgais mehānisms, kas nodrošina ūdens pieplūdi zemledāja tunelī, ir Darsī plūsma caur nogulumu porām, turklāt pazemes ūdens plūsma ir aptuveni perpendikulāra ledus plūsmai un zemledāja tunelim. Zemgales ledus loba gultnē lielākoties nav sastopamas tik izteiksmīgas tuneļielejas kā, piemēram, Saginavas loba gultnē Mičiganā (ASV), kuras tipiski pārsniedz 1 km platumu un vairākus desmitus metru dziļumu (Kehew, Kozlowski, 2007). Tomēr ir sastopamas nelielas tuneļielejas, kurās dažviet, piemēram, Zemgales līdzenuma DR daļā un ZR Vidzemē ir sastopami osi. Pēc vairāku pētnieku domām (ibid.) šādas tuneļielejas, kuras daļēji aizpilda osi liecina, ka pēc kanāla erozijas to neaizpildīja ledus vai sanesas, bet gan tas turpināja pastāvēt relatīvi ilgu laiku līdz eroziju nomainīja nogulumu akumulācija un osa izveidošanās.

Daudzi pētnieki ir pauduši viedokli, ka subkvartārās virsmas topogrāfijai Latvijā sākotnēji bija noteicošā ietekme uz ledus plūsmu (Zāns, 1936; Danilāns, 1972; Zelčs, 1993a), savukārt pēdējā apledojuma laikā to kontrolēja pirmsvislas apledojumu radītā topogrāfija (Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004). Deglaciācijas laikā zemledāja topogrāfijas ietekme uz ledus plūsmu pieauga sakarā ar ledus biezuma pakāpenisku samazināšanos (Zelčs, Markots, 2004). Tā kā lielākā daļa Latvijas augstieņu ir ar pirmskvartāra nogulumiežu kodolu (Zelčs, Markots, 2004), tās ir bijušas kā šķērslis ledus plūsmai, un veicinājušas ledus plūsmu apliekšanos gar augstienēm, īpaši Vislas apledojuma noslēguma posmā. Viduslatvijas un Viduslietuvas zemienēs kvartāra nogulumu biezums vidēji ir tikai 10 – 20 m, un tos galvenokārt veido pēdējā apledojuma nogulumi (Zelčs et al., 2011). Tādējādi pirmsvislas topogrāfija salīdzinoši maz atšķīrās no pamatiežu virsmas topogrāfijas, kas turpināja ietekmēt ledus plūsmas raksturu. Arī jaunākie pētījumi apliecina, ka Austrumeiropas kratona teritorijā mūsdienu topogrāfija lielā mērā atspoguļo pamatiežu topogrāfiju. Līdz ar to pamatiežu virsmas topogrāfija noteica zemledāja topogrāfiju visos pleistocēna apledojumos (Kalm, Gorlach, 2014).

Subkvartārās virsmas topogrāfijas (1.4. A attēls) un subglaciālo reljefa formu izplatības (2.1. attēls) Viduslatvijas zemienē analīze liecina, ka subkvartārā virsma ietekmēja ledus plūsmas virzienu un ātrumu. Pētījuma laikā iegūtie rezultāti neapliecina, ka ledus loba mērogā varētu konstatēt saistību starp drumlinu un rievoto morēnu izplatību un pamatiežu virsmas topogrāfiju un litoloģisko sastāvu. Šādas saistības neesamība ledusvairoga un ledus lielplūsmu ir novērota arī citur pasaulē (Stokes et al., 2006; 2008; Dunlop, Clark, 2006), lai gan vairākos pētījumos ir konstatēta pamatiežu virsmas un litoloģijas ietekme uz drumlinu un rievoto morēnu izplatību un uzbūvi lokālā mērogā (Greenwood, Clark, 2009, 2010; Zelčs, Dreimanis, 1997).

Subkvartārās virsmas lokālie pacēlumi un pazeminājumi Zemgales ledus loba gultnē ietekmēja nevienmērīga ledāja sprieguma rašanos ledāja bazālajā daļā un tā gultnes nogulumos, kas savukārt veicināja glaciotektonisko deformācijas struktūru veidošanos. Lokālpacēlumu ietekme izpaudās, piemēram, Baldones apkārtnē sastopamo komplicētas morfoloģijas reljefa formu attīstībā, kā to norādīja jau A. Gavrilova u. c. (1962), kuri konstatēja lokālu augšdevona nogulumiežu struktūru zem Riekstu kalna, un šīs formas klasificēja kā ledāja malas veidojumus. Riekstu kalns un blakus esošie Kazu un Zelta kalni atrodas subkvartārās virsmas lokālpacēluma proksimālajā nogāzē (Juškevičs, 2000c). Autora veiktie iekšējās uzbūves pētījumi Dālderkalna Mašēnu un Aizvēju karjeros, kuri atrodas Riekstu kalnam morfoloģiski līdzīgā reljefa formā, liecina par Dālderkalna veidošanos zemledāja apstākļos. Tādēļ minētās formas, pamatojoties uz autora un citu pētnieku (Dreimanis, Zelčs, 1998) veiktajiem pētījumiem, tiek klasificētas kā Zemgales rievotās morēnas. Šīs rievotās morēnas Baldones apkārtnē veidojās ekstremālos ledāja spiedes apstākļos visticamāk proksimālā virzienā pirms aprimuša ledus. Tas veicināja a– un b–linearitātes veidošanos, un rezultātā dažādos morēnas slāņos atšķirīgu oļu orientāciju atkarībā no ledāja sprieguma lauka. Iespējams, lokālu ledus aprimšanu un spiedes apstākļus veicināja ledāja gultnes nelīdzenumi, kas saistīti arī ar subkvartārās virsmas saposmojumu. Tā rezultātā rievotās morēnas nereti arī ir izlocītas un pat orientētas atšķirīgos virzienos. Diemžēl ģeoloģiskās kartēšanas urbumu tīkls šajā teritorijā nav tik blīvs, lai varētu pierādīt arī sīkāku apkārtējās subkvartārās virsmas saposmojumu.

Viduslatvijas zemienē ir izplatīti gan terigēnie, gan karbonātiskie, gan arī sulfātu nogulumieži. Subglaciālo reljefa formu izplatību kopumā nenosaka zemkvartāra nogulumiežu litoloģiskā dažādība. Atsevišķos gadījumos, iespējams, pastāv lokāla mēroga sakarības starp drumlinu morfoloģiju un pamatiežu ūdenscaurlaidību, tomēr to novērtēt neļauj detālu datu trūkums par pamatiežu augšējās slāņkopas litoloģisko uzbūvi un tās īpašībām (piemēram, ūdenscaurlaidību) pētījumu teritorijā. Daudzās svītās ir izplatīti gan terigēnie, gan karbonātiskie nogulumieži, kā arī ne vienmēr ir iespējams precīzi definēt noteiktā teritorijā svītas augšdaļā esošos nogulumiežus pēc ģeoloģiskajām kartēm. Tādēļ daudzviet nav iespējams pietiekami precīzi atspoguļot iespējamās terigēno, sulfātu un karbonātisko nogulumiežu robežas. Arī pieejamie ģeoloģisko urbumu (Takčidi, 1999) dati neļauj izdalīt apgabalus pēc nogulumiežu litoloģijas, jo urbumi ir izvietoti nevienmērīgi (neregulāri) un nepietiekami blīvi. Tāpat arī pēc urbumu datiem augšējās pamatiežu slāņkopas litoloģija mēdz būt salīdzinoši atšķirīga pat tuvumā esošajos urbumos.

Iespējami izteiktākā sakarība starp subglaciālo reljefa formu morfoloģiju un subkvartārās virsmas uzbūvi pastāv Vadakstes līdzenumā. Tur subkvartārā virsma kopumā krīt DR virzienā, tās augstums mainās no 20 m teritorijas DR stūrī līdz aptuveni 90 m vjl. gan Austrumkursas augstienes nogāzi. Šāds subkvartārās virsmas kritums un pacēlums Lielauces pauguraines pamatnē nodrošināja to, ka Vadakstes ledus mēle tika topogrāfiski ierobežota gar tās Z un ZA sānu. Subkvartārajā virsmā Vadakstes līdzenumā galvenokārt atsedzas perma kaļķakmeņi (Misāns et al., 2001). Tie ir poraini un ar raksturīgiem pazemes tukšumiem, kas radušies karsta procesos (Brangulis et al., 1998), līdz ar to šiem nogulumiežiem kopumā ir raksturīga laba ūdens caurlaidība. Latvijas–Lietuvas robežas tuvumā perma kaļķakmeņus vietām pārklāj triasa un juras māli, retāk smiltis. Virs apgabala, kurā pamatiežu augšējo slāņkopu galvenokārt veido triasa un juras mālainie nogulumieži, ir raksturīgs palielināts drumlinu blīvums un garums. Iespējams, šādu drumlinu īpatnību veicināja zemkvartāra iežu sliktā ūdenscaurlaidība šajā apgabalā. Tā rezultātā Vadakstes ledus mēles gultnē veidojās palielināts porūdens spiediens, kas izsauca pastiprinātu zemledāja gultnes deformāciju un nogulumu mobilizāciju. Tādējādi tika sekmēta garāku un blīvāk izvietotu drumlinu veidošanos nekā pārējā līdzenuma daļā. Pleistocēna nogulumu biezums Vadakstes līdzenumā vidēji ir 20–30 m, starpdrumlinu

ieplakās mazāks. Nogulumu biezums kopumā pieaug ledus plūsmas virzienā, ko visticamāk izsauca ledus plūsmas bremzēšanās tās malas zonā, kur notika ne tikai izteiktāka nogulumu akumulācija, bet, veidojoties spiedes plūsmai, norisinājās arī zvīņveida uzbīdījumu veidošanās.

5.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu uzbūve un nogulumu vecums

Latvijā ir konstatēti trīs veidu drumlini pēc to kodolus veidojošajiem nogulumiem. Tie ir morēnas drumlini, glaciofluviālie drumlini ar plānu morēnas segu un drumlini ar pamatiežu kodolu (Danilāns, 1973, Straume, 1979). V. Zelčs un A. Dreimanis (1997) ir atklājuši, ka visi drumlini Burtnieka laukā ir veidoti no glaciotektoniskajām struktūrām to kodolos un spārnos. Tie sastāv no litoloģiski un pēc vecuma atšķirīgiem nogulumiem, turklāt viena drumlina uzbūvē var ietilpt visi trīs I. Danilāna (1973) un J. Straumes (1979) norādītā uzbūves materiāla veidi. Šī darba autora pētīto drumlinu kodoli visos gadījumos sastāv no šķirotiem nogulumiem, kuri mēdz būt gan nedeformēti, gan deformēti dažādā pakāpē un dziļumā (4.2.1. apakšnodaļu). No šķirotiem nogulumiem sastāvošos drumlinu kodolus gandrīz vienmēr pārklāj zemledāja morēnas nogulumi. Vienīgais izņēmums ir Brencēnu kalna drumlins (Lamsters, 2011, 2012), kura proksimālo un stāvāko daļu veido injektīvā diapīrveida krokā deformēti smilts nogulumi. Tos drumlina nogāzē pārtrauc morēnas zvīņveida uzbīdījums. Līdzīgu uzbūvi Madlienas konverģento drumlinu laukā ir novērojis arī V. Zelčs (1993). Citas norādes par drumlinu uzbūvi Viduslatvijas zemienē ir sniedzis J. Straume (1968), kurš norādīja, ka drumlini Vadakstes līdzenumā ir galvenokārt veidoti no morēnas, kura satur smilts un grants lēcas. V. Zelčs un līdzautori (1990) un V. Zelčs (1993a) konstatēja, ka drumlinu kodoli Viduslatvijas zemienē sastāv no dislocētiem glacioakvālajiem nogulumiem, kā tas arī ir novērots šajā pētījumā.

Kā liecina šī darba un citi pētījumi, nozīmīga ir dažādu glaciotektonisko deformāciju, īpaši zvīņveida uzbīdījumu un kroku klātbūtne drumlinu uzbūvē (Zelčs, 1993a; Zelčs et al., 1990). V. Zelčs un A. Dreimanis (1997), pamatojoties uz Burtnieka drumlinu lauka pētījumiem, norāda, ka drumlinu kodoli sastāv galvenokārt no glaciotektoniski deformētiem pleistocēna nogulumiem un dažviet arī no vāji cementētiem dislocētiem vidusdevona smilšakmeņiem. Tas viss ir sakrokots lineārās un drumlinu korēm paralēlās antiklinālēs, kuras satur agrāko zemledāja deformāciju struktūras, savukārt drumlinu nogāzes ir veidotas no zvīņveida uzbīdījumiem. Burtnieka lauka drumlinu kodolu veidošanās notika galvenokārt pastāvot spiedienam, kas sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu (noteiktos attīstības etapos var būt dominējis arī sāniskais spiediens), savukārt kodolu pārsedzošie zvīņveida uzbīdījumi veidojušies, darbojoties sāniskajam spiedienam no starpdrumlinu ieplakām. Drumlinoīdi, kas veido Burtnieku drumlinu lauka proksimālo daļu, sastāv no lineāri stieptām diapīrkrokām to kodolos, krokas ass plakne parasti ir paralēla drumlinoīda garenasij (ibid.). Šajā darbā aplūkoto drumlinu morēnas makrolinearitāte parasti liecina par linearitātes veidošanos drumlinu garenasīm paralēla vai subparalēla sprieguma iedarbības rezultātā. Taču, līdzīgi kā Burtnieka drumlinu laukā (ibid.), Madlienas lauka drumlinu nogāzēs esošie zvīņveida uzbīdījumi ir veidojušies, darbojoties no drumlinu ieplakām orientētam kompresējošajam spriegumam.

Šī darba autoram diemžēl nav bijis iespējams pētīt Ziemeļlietuvā esošo lielizmēra glaciālo lineamentu uzbūvi, jo mūsdienās tajos nav sastopami karjeri. Šo lielizmēra glaciālo lineamentu iekšējās uzbūves pētījumi ir veikti jau pagājušā gadsimta 80. gados (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982). Pamatojoties uz ģeoloģisko urbumu datiem, šajos pētījumos tika konstatēts, ka lielizmēra glaciālos lineamentus veido līdz pat četri vēlā Vislas apledojuma morēnas slāņi, kurus dažviet pārtrauc šķirotu nogulumu starpslāņi.

Apakšējais morēnas slānis tiek attiecināts uz Grūdas stadiju, savukārt augšējie slāņi uz Baltijas stadijām, turklāt visi morēnas slāņi saguļ saskanīgi, atspoguļojot pozitīvo reljefa formu topogrāfiju (ibid.). Šo lineamentu iekšējā uzbūve apliecina, ka tie ir veidojušies zem aktīva ledāja erozijas un akumulācijas procesu rezultātā, iespējams, vairāku ledāja oscilācijas fāžu laikā, par ko liecina augstāk minētā vairāku stadiju morēnas slāņu esamība. Tā kā šo morēnas slāņu stratigrāfiskā iedalījuma pamatojums nav izskaidrots, kā arī to granulometriskais sadalījums ir ļoti līdzīgs, minētais iedalījums būtu jāuzlūko kritiski, tomēr tas liecina par noteiktām sakarībām. Jaunākie pētījumi par lielizmēra glaciālos lineamentus veidojošās augšējās morēnas makrolinearitāti un mikroatlūzu magnētisko orientāciju liecina, ka tās ir samērā mainīgas, kas tiek skaidrots ar lineamentu poliģenētisko izcelsmi (Baltrūnas et al., 2014). Citas liecības par lielizmēra glaciālo lineamentu uzbūvi Latvijā ir zināmas no pētījumiem Austrumlatvijas zemienē (Zelčs, 1993a, 2000), kuros ziņots par pamatiežu un pleistocēna smilšaino nogulumu atrauteņiem glaciālajos lineamentos. Tas norāda par zemledāja deformācijas nozīmi to veidošanā.

Zemgales rievoto morēnu uzbūve, par ko liecina šī un agrāko pētījumu rezultāti (Dreimanis, 1935; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004; Zelčs, 1999), kopumā ir salīdzinoši komplicētāka kā drumliniem. Mašēnu karjerā var izšķirt vismaz četrus morēnas slāņus, kas veido zvīņveida uzbīdījumus. Turklāt vietām nogulumu slāņi sadalās un savienojas kopā (skat. 4.2.2. apakšnodaļu). Karjera atsegumos sarkanbrūnas, brūnas un tumši pelēkas morēnas slāņi mēdz veidot joslotu morēnu no dažādas krāsas slāņu joslām. Virzienā pretēji ledus plūsmai šie slāņi pabiezinās un augšējie slāņi paguļ viens zem otra atdalīti ar dažus cm vai dm biezu smilts/aleirīta starpslāni. Minētās joslotās struktūras un glaciotektonisko deformāciju dēļ precīzu slāņu skaitu ZA sienas atsegumā ir sarežģīti izdalīt. Līdzīgu rievotās morēnas uzbūvi pirmo reizi novēroja A. Dreimanis (1935), kurš atklāja piecus morēnas slāņus Daugavas stāvkrastā netālu no Daugmales. Vēlāk A. Dreimanis un V. Zelčs (1998, 2004) norādīja, ka zem tiem ieguļ vēl viens vai divi morēnas slāņi, kuri, iespējams, veidojušies Zāles apledojuma laikā. O. Āboltiņš (1989) šādus morēnas slāņus interpretē kā zvīņveida uzbīdījumu kompleksu, kas veidojies bīdes rezultātā ar sanesām piesātinātajā bazālajā ledū. Arī citās Zemgales rievotajās morēnās Upmales paugurlīdzenumā, galvenokārt to šķērseniskajos segmentos, ir konstatēta zvīņveida uzbīdījumu struktūra, savukārt radiālo segmentu uzbūve ir pielīdzināta drumlinu uzbūvei, kas ir attiecīgi pārveidota ledāja sāniskā spiediena rezultātā (Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Zelčs, 1999). Rievoto morēnu uzbūvi sarežģī arī pleistocēna un devona atrauteņi (Dreimanis, 1935; Zelčs, 1993a; Zelčs, Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Lamsters, Ošs, 2012).

Šī pētījuma ietvaros pētītos Ogres Kangaru osus veido glaciofluviālie nogulumi, kuru analīzes rezultāti ir izklāstīti 4.2.3. apakšnodaļā. Osu apakšējās daļās ir konstatēti rupjgraudaināki nogulumi kā virsējā daļā, turklāt Kaparāmura osa pamatni veido pat par 1 m lielāki laukakmeņi. Šāda sakarība ir novērota arī citos pētījumos (Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b), un tā liecina par spēcīgām ledājkušanas ūdeņu straumēm, kuru nestais rupjgraudainais glaciofluviālais materiāls tika izgulsnēts zemledāja tuneļa atveres tuvumā. Citas osus veidojošo nogulumu īpatnības ir raksturīgas vairākiem ZR Vidzemes osiem, kur Svētupes osveida formu iekšējās uzbūves pētījumos ir konstatēts, ka vairāku vaļņu, piemēram, Unguriņa, Miroņu, Loziņu kalnu kodoli ir veidoti no morēnas nogulumiem, ko pārklāj glaciofluviāli nogulumi (Zāns, 1933; Bukšs, 2008). Šādas nogulumu un struktūru īpatnības liecina par to iespējamo veidošanos, plastiskai zemledāja morēnai tiekot iespiestai zemledāja tunelī ledāja spiediena iedarbības rezultātā. Šāds mehānisms ir pierādīts Islandē, kur atklāti pilnībā no morēnas sastāvoši meandrējoši osi (Evans et al., 2010).

Šajā un citos pētījumos iegūtie OSL datēšanas rezultāti no Viduslatvijas zemienē esošajiem smilšainajiem nogulumiem ir detāli aprakstīti un interpretēti 4.2.4. apakšnodaļā. Ņemot vērā Lāču karjera OSL datējumu rezultātus un to kļūdu robežas (111.6 ± 11.3 ka un 92.2 ± 9.0 ka), tie viennozīmīgi liecina par nogulumu uzkrāšanos agrās Vislas interstadiālā, kura laikā arī pēc citu pētījumu rezultātiem (Kalm et al., 2011) Baltijas teritorijā bija no ledus brīvi apstākļi no vismaz 115 ka līdz 68 ka. Līdzīgi rezultāti tika iegūti arī, veicot limnisku smilšaino nogulumu IR–OSL datējumus R Lietuvā pie Klaipēdas līča, kur minēto nogulumu vecums ir diapazonā no 76,5 ± 4,9 ka līdz 114,3 ± 7,4 ka, kas arī liecina par to uzkrāšanos baseinā Baltijas jūras depresijā agrās Vislas (MIS 5d – 5a) laikā (Molodkov et al., 2010).

Vidusvislas stadiāla laikā iespējamais apledojums R un Ziemeļlatvijā (Talsu stadiāls) varēja būt starp 68 ka un 54 ka (Zelčs et al., 2011), tomēr tas atbilstoši reģionālajām rekonstrukcijām (Svendsen et al., 2004) varēja sasniegt tikai pētījumu teritorijas Z daļu. Šobrīd pētījumu teritorijā iespējamā Vidusvislas stadiāla morēnas nogulumi nav konstatēti, bet uz to iespējamo klātbūtni Rietumlatvijā norādīja T. Saks un līdzautori (2012b). Laika intervālā no 54 ka līdz 24 ka (Lejasciema interstadiāls pēc Zelčs, Markots, 2004) visā Latvijā bija no ledus brīvi apstākļi. Pamatojoties uz iepriekš izklāstīto informāciju, var apgalvot, ka lielākajā pētījumu teritorijas daļā pēc Zāles apledojuma nākamais apledojums bija tikai vēlās Vislas laikā ne ātrāk kā pirms 24 ka. Pie līdzīga secinājuma ir nonākuši arī lietuviešu pētnieki (Satkūnas, Grigienė, 2012), kuri, pamatojoties uz baseina nogulumu OSL datējumiem un sporu un putekšņu analīzi, norāda, ka Austrumlietuvā pastāvēja bezledus apstākļi kopš Ēmas interglaciāla beigām līdz vēlā Vislas apledojuma transgresijai, kas Lietuvas austrumdaļu sasniedza ne agrāk kā pirms 21 tūkst. g. Attiecīgi ilgstošā laika posmā no agrā Vislas interstadiāla līdz vēlā Vislas stadiāla sākumam pētījumu teritorijā bija piemēroti apstākļi, lai uzkrātos seklūdens baseinu un fluviālie nogulumi, kuru Vidusvislas laika posma vecums ar OSL metodi ir iegūts vairākos pētījumos citur Latvijā un Lietuvā (Satkūnas et al., 2009; Saks, 2010; Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012b). Vidusvislas (Lejasciema) interstadiālā laika posmā no 26 ka līdz 52 ka uzkrājās baseina nogulumi Rietumlatvijā (Saks et. al., 2012b). OSL datējumi no Silenieku un Lejas Zemturu karjeriem Austrumlatvijas zemienē liecina par smilšaino nogulumu uzkrāšanos pirms 41.4 ± 8.6 ka (Hel–TL04164) un 46.0± 8.6 ka (Hel–TL04160) (Zelčs et al., 2011). Līdzīgi arī Ziemeļrietumu Lietuvā vidus Vislas laika posmā pirms 33 tūkstošiem gadu ir eksistējis baseins, kā to apliecina divi ^{14}C datējumi (Satkūnas et. al., 2009).

Tā kā pētījumu teritorijā šobrīd nav iegūts zemmorēnas smilšaino nogulumu vecums, kurš atbilstu Vidusvislas laika posmam, tas liecina, ka vēlā Vislas stadiāla laikā vismaz Viduslatvijas zemienes centrālajā daļā tika erodēta liela daļa Vidusvislas interglaciāla nogulumu, kuri ir saglabājušies citur Latvijā, kur ledāja erozija izpaudās mazākā mērā. Jāpiemin, ka agrās Vislas laika posma nogulumi ir atrasti arī citur Latvijā, kur tie ir tikuši datēti ar termloluminiscences metodi, un, piemēram, DA Latvijā atbilst vecumam diapazonā no 92 ka līdz 97 ka (Meirons, 1986), kas sakrīt arī ar Lāču un Krimūnu OSL datējumu vecuma diapazonu. Austrumkursas augstienes nogāzē, kas robežojas ar pētījumu teritoriju, Kažoku karjerā iegūtie smilšaino nogulumu vecumi (Zelčs et al., 2011) atbilst Vidusvislas interstadiāla noslēguma posmam. Atbilstoši augstāk minētajai interpretācijai, to var izskaidrot tādējādi, ka Zemgales ledus loba R malā ledāja erozija bija vājāka, kā centrālajā un DR daļā. Tāpēc ir iespējams, ka Vidusvislas laikā uzkrātie nogulumi tika pilnībā erodēti.

Abiem Lāču karjera OSL datējumu rezultātiem ir vēl mazāka vecuma kļūda kā Krimūnu karjera paraugiem (4.1. tabula), kas liecina par to datējuma kvalitāti. Tomēr, tā kā absolūtā vecuma datējumi uzrāda salīdzinoši lielu vecumu, un paleodozai ir raksturīga palielināta izkliede (4.40. attēls), rodas jautājums, vai visi datētie kvarca graudi to pēdējās

nogulsnēšanās laikā ir tikuši pilnībā izgaismoti. Ņemot vērā to, ka paleodozas izkliede ir 46% ± 7, tas varētu liecināt par to, ka kvarca graudi ir izgaismoti daļēji un nevienmērīgi, jo parasti vērtības 20% robežās tiek uzskatītas indikatīvām pietiekami labi saules gaismā eksponētiem smilts graudiem (Olley et al., 2004). Tomēr, kā norāda G.A.T. Dallers (Duller, 2012) paleodozas izliede 20% robežās ir tikusi novērtēta kā labi izgaismotu graudu slieksnis galvenokārt vērtībām zem 50 Gy un nogulumiem, kuri uzkrājušies eolā un fluviālā vidē. Tādēļ šobrīd nav skaidrs, vai paleodozas izkliede pieaug līdz ar pieaugošu ekvivalento dozu, vai arī ne. Tādējādi attiecībā uz Lāču karjera paraugiem, kur ekvivalentā doza galvenokārt ir krietni lielāka par 50 Gy, nevar viennozīmīgi pateikt, vai smilts graudi ir bijuši izgaismoti tikai daļēji, vai arī palielināta paleodozas izkliede ir radusies citu faktoru rezultātā. Jāatzīmē, ka citos pētījumos (Rodnight et al., 2006) par fluviālo nogulumu datēšanu ar OSL metodi, ir norādīta par Lāču karjera datējumiem vēl daudz lielāka paleodozas izkliede līdz pat 101%, kas attiecināta uz nogulumu daļēju izgaismošanos. Minētajā pētījumā OSL vecuma noteikšanai ir veiksmīgi izmantoti statistiskie vecuma modeļi, ar kuru palīdzību vecuma aprēķins tiek veikts, izmantojot ierobežotas paleodozas vērtības – galvenokārt minimālo vērtību grupu, kas tiek asociēta ar labi izgaismotiem kvarca graudiem. Attiecīgie vecuma modeļi gan nav izmantojami Lāču datējumu gadījumā, jo to paleodozas sadalījuma grafikiem nav raksturīga pozitīva asimetrija (skat. Trasher et al., 2009), kā arī izmantotais alikvotu daudzums ir mazāks kā citos pētījumos (Rodnight et al., 2006; Trasher et al., 2009), un tas attiecīgi ir nepietiekams statistiskiem mērķiem, kur parasti tiek izmantoti vismaz 50 maza izmēra alikvoti.

Kā minēts 4.2.4. apakšnodaļā, daži OSL datējumi, piemēram, no Pūteļu karjera, ir uzskatāmi par šaubīgiem, jo to vecums (137 ± 25 ka un 143 ± 29 ka) krietni pārsniedz paredzamo nogulumu uzkrāšanās vecumu un atbilst Zāles apledojuma noslēguma posmam. Šaubīgi OSL vecumi ir iegūti arī no citu glaciofluviālo deltu nogulumiem Latvijā (Nartišs, 2014) un glaciofluviāliem un glaciolimniskiem nogulumiem citur Baltijā (Raukas et al., 2010). Tas liecina par šādā vidē uzkrājušos glaciofluviālo nogulumu nepiemērotību OSL datēšanai. Attiecīgos gadījumos smilts graudi netiek pilnībā eksponēti saules gaismā, kam par iemeslu var būt smilts graudu ātrā izgulsnēšanās straujās un turbulentās ūdens plūsmās, nogulsnēšanās nakts periodā vai arī ievērojama ūdens duļķainība. A. Raukas un līdzautori (2010) piemēram, ziņo par nesekmīgiem OSL datējumiem, kuru vecums ir 77,1 ± 3,1 ka (paraugs nr. LIT05/8) un 38,6 ± 1,3 ka (paraugs nr. LIT05/9), no slīpslāņotas dažādgraudainas smilts, kas uzkrājusies glaciofluviālā deltā tieši Ziemeļlietuvas marginālās grēdas priekšā. Tādējādi minētajos pētījumos iegūtie OSL datējumu rezultāti nesniedz priekšstatu par deglaciācijas gaitu pētījumu teritorijā.

Citas stratigrāfiskās liecības par nogulumu uzkrāšanās laiku Viduslatvijas zemienē ir minētas A. Molodkova un līdzautoru (Molodkov et al., 1998) darbā, kuri ieguva ESR datējumus no *Portlandia arctica Gray* gliemežvākiem. Šie gliemežvāki bija atrasti Daugavas stāvkrastos atsegtajā pēdējā apledojuma morēnā Daugmales Tomēnu apkaimē. No tiem tika iegūti datējumi 86.0 ± 6.8 ka un 105.0 ± 9.2 ka. Šie gliemežvāki atradās agrā Vislas interstadiāla marīnajos nogulumos, kurus Zemgales lobs vēlāk pārvietoja pēdējā apledojuma laikā no to atrašanās vietas Rīgas līcī (Zāns, Dreimanis, 1936; Molodkov et al.. 1998, Zelčs et al., 2011). Šo datējumu rezultāti ir zīmīgi arī sakarā ar to, ka tie pierāda no ledus brīvu periodu Latvijā attiecīgajā vecuma intervālā, kad Viduslatvijas zemienē uzkrājās arī smilšainie nogulumi, kuri ir datēti ar OSL metodi (Lāči 1, 2 un Krimūnas 1, 2; skat. 4.1. tabulu). Tā kā Daugmales Tomēni atrodas pavisam netālu no šī darba ietvaros pētītās Zemgales rievotās morēnas pie Baldones, kuras struktūra ir līdzīga ar Tomēnu atsegumos novērotajai, minētie datējumu rezultāti ir saistoši arī sakarā ar rievoto morēnu veidojošajiem nogulumiem. Datējumu rezultāti gan nesakrīt ar rievotās morēnas zvīņveida

uzbīdījumu veidošanās laiku, jo tie parāda *Portlandia arctica Gray* gliemežvāku uzkrāšanas laiku, kas ir krietni senāks par uzbīdījumu veidošanos rievotajā morēnā.

5.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās mehānismi

Drumlinu un citu subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās joprojām ir aktuāls un neatrisināts jautājums. Pētnieki ir izvirzījuši teorijas, no kurām svarīgākās ir uzskaitītas šī darba 2.3. apakšnodaļā. Tādējādi nozīmīgāko teoriju analīze par subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos un šī pētījuma rezultāti ļauj mūsdienu uzskatus attiecināt arī uz Zemgales loba veidotajām reljefa formām. Ietekmīgākā ideja drumlinu veidošanās uzskatu attīstībā ir koncepts par zemledāja deformāciju (Boulton, 1987), kas dažādās izpausmēs ir novērojama arī visu Zemgales ledus loba subglaciālo gultnes reljefa formu uzbūvē. Pētnieki ir uzsvēruši, ka zemledāja deformācija ir ļoti izplatīta parādība (Hart, Rose, 2001), lai gan par tās izplatību un deformācijas procesa izpausmes dziļumu ledāja gultnē joprojām notiek diskusijas. Tādējādi daži autori uzskata, ka tā bija plaši izplatīta (Boulton et al., 2001; van der Meer et al., 2003), savukārt citi uzskata, ka tā bija salīdzinoši ierobežota (Piotrowski et al., 2001). Daļēji šis jautājums tika atrisināts, attīstot zemledāja gultnes mozaīkveida deformācijas modeli (Piotrowski et al., 2004), kurā ledāja gultni veido laikā un telpā mainīgi stabilas un deformējamas gultnes nogabali.

Pētījumi par Zemgales ledus loba veidoto reljefa formu izplatību un uzbūvi liecina par labu mozaīkgultnes teorijai, turklāt ir jāuzsver tas, ka mozaīkveida deformācija izpaužas dažādos mērogos. Tā, piemēram, pat viena karjerā Lāču drumlinā nogulumu glaciotektoniskās deformācijas raksturs ir ļoti mainīgs – vairāku metru dziļumā deformēti nogulumi mijas ar nedeformētiem nogulumiem. Minētais liecina, ka, lai gan deformācijas apgabalu veidošanās zemledāja gultnē nereti tiek asociēta ar pašiem drumliniem (Boulton et al., 2001), novērojamās deformācijas izpausmes būtu jāuzlūko kā kumulatīvs efekts. Attiecīgi noteiktā laika posmā deformācijas izplatība var būt salīdzinoši ierobežota. Lāču karjerā dokumentētā nogulumu uzbūve un struktūra liecina, ka drumlina veidošanās sākotnēji notika smilšaino nogulumu daļējas erozijas rezultātā. Vēlāk, ledājam esot sasaistītam ar gultni siltas gultnes apstākļos, nogulumi tika galvenokārt plastiski deformēti, kas vismaz daļēji notika jau vienlaicīgi ar zemledāja morēnas uzkrāšanos. Trauslas glaciotektoniskās deformācijas struktūras (plaisas, lūzumi, pārvietoti nogulumu bloki) norāda arī uz to, ka, iespējams, sākotnēji nogulumi ir bijuši sasalušā stāvoklī, bet vēlāk atkusuši un tikuši plastiski deformēti.

Ņemot vērā Zemgales ledus loba subglaciālo gultnes reljefa formu izplatību un uzbūvi, var apgalvot, ka to veidošanās kopumā nenotika atkarībā no iespējamo šķēršļu izplatības ledāja gultnē, kā tas ir uzsvērts senākās drumlinu veidošanās teorijās (Smalley, Unwin, 1968; Menzies, 1979b; Boulton, 1987). Turklāt šādi iespējamie šķēršļi daudzos gadījumos nebija izturīgākas morēnas apgabali, jo visu pētīto drumlinu kodolus veido šķiroti nogulumi (skat. 4.2.1. apakšnodaļu). Šie iespējami izturīgie šķirotu nogulumu apgabali zemledāja gultnē varēja būt par pamatu mobila morēnas slāņa akrēcijai, ko pavadīja arī morēnas slāņa un nogulumu pagulslāņa erozija un deformācija. Nedeformēti šķiroti nogulumi daudzu pētījumu teritorijas drumlinu kodolos visdrīzāk ir uzkrājušies pirms pašu drumlinu veidošanās, un līdz ar to nevar tik saistīti ar drumlinu veidošanos. Iespējamākais šo drumlinu attīstības mehānisms ir deformējama morēnas slāņa vertikāla erozija agrāk nogulsnētos nogulumos, secīga morēnas nogulsnēšanās, morēnas un pagulošo smilšaino nogulumu deformācija.

Kā to ir formulējuši un modelējuši vairāki pētnieki (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a; Fowler, Chapwanya, 2014), vairums subglaciālo gultnes reljefa formu attīstās spontāni no

sākotnēji relatīvi gludas morēnas virsmas saistītas ledus, zemledāja nogulumu un ūdens plūsmas rezultātā, ko izraisa nestabilitāte zemledāja sistēmā. Viduslatvijas zemienes drumlinu iekšējās uzbūves pētījumi nav pretrunā idejai, ka to veidošanos varētu izskaidrot ar nestabilitātes teoriju (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007), kas ir adaptēta arī attiecībā uz subglaciālajām gultnes reljefa formām un spēj izskaidrot drumlinu, kuri sastāv no dažādiem nogulumiem un struktūrām, veidošanos (Stokes et al., 2013a). C. R. Stouks u. c. (Stokes et al., 2011) ir izteicis ideju, ka ir jābūt vienam mehānismam, kas darbojas vidēs ar visdažādākajiem nogulumiem un rada drumlinizētu topogrāfiju. Šobrīd nestabilitātes teorijā pamatotie skaitliskie modeļi spēj izskaidrot visa subglaciālo gultnes reljefa formu kontinuuma veidošanos, kurā ietilpst no visdažādākajiem nogulumiem sastāvoši trīsdimensionāli drumlini, lielizmēra glaciālie lineamenti un rievotās morēnas (Chapwanya et al., 2011; Stokes et al., 2011, 2013a; Fowler, Chapwanya, 2014).

Liela uzmanība pēdējā laikā ir pievērsta lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanās jautājumam sakarā ar to, ka ir veikti jauni pētījumi ar ģeofizikālām metodēm Antarktikā (King et al., 2009; Smith, Murray, 2009), un satelītattēlu un reljefa modeļu pieejamība ir ļāvusi arī identificēt šos lineamentus seno pleistocēna ledāju lielplūsmu gultnēs (Clark, 1993; Stokes et al., 2013b; Ó Cofaigh et al., 2013; Spagnolo et al., 2014). Lielākā daļa pētnieku atzīst, ka lielizmēra glaciālie lineamenti ir veidojušies un veidojas arī mūsdienās zem ātrām ledus plūsmām, bet to iespējamie veidošanās mehānismi pēc dažādu autoru domām ir salīdzinoši atšķirīgi. Tomēr arī šo glaciālo lineamentu tāpat kā citu subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanos var izskaidrot ar jau minēto nestabilitātes teoriju un tajā balstīto skaitlisko modeli (Fowler, Chapwanya, 2014). Lai pierādītu modeļa pareizumu, to ir nepieciešams apstiprināt ar datiem par glaciālo lineamentu uzbūvi un subglaciālo procesu novērojumiem zem mūsdienu ledus lielplūsmām. Nesen Kanādas Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē veiktā pētījumā (Ó Cofaigh et al., 2013) par lielizmēra glaciālo lineamentu sedimentoloģiju un stratigrāfiju tika noskaidrots, ka šie glaciālie lineamenti veidojās agrāk nogulsnēto nogulumu erozijas un seklas zemledāja deformācijas rezultātā. Autori (ibid.) atzīmēja, ka morēnas nogulumu deformācija bija ierobežota, un nogulumu pārvietošanas distance bija neliela, uz ko norāda labi saglabājušies smilts un grants atrauteņi un lēcas morēnā. Līdzīgi arī V. Zelčs (1993a, 2000) ziņoja par pirmskvartāra nogulumiežu un pleistocēna smilšaino nogulumu atrauteņiem glaciālajos lineamentos Austrumlatvijas zemienē, kuri ir transportēti attālumā, kas nepārsniedz pašu lineamentu garumu. Šie lineamenti, kuri ir ļoti taisni, paralēli, vidēji 6–8 km gari, ar maksimālo garumu līdz 26 km, agrāk tika dēvēti par flūtingiem un megaflūtingiem (ibid.). Atbilstoši mūsdienu pētījumiem par līdzīgu glaciālo lineamentu sakārtojumu un morfoloģiju citur pasaulē (Stokes et al., 2013b; Spagnolo et al., 2014), Austrumlatvijas zemienes glaciālie lineamenti, autoraprāt, būtu jāsauc par lielizmēra glaciālajiem lineamentiem. Tiem vietām ir uzguldītas rievotās morēnas (Zelčs, 1993a, 2000), kas tiek dēvētas par Adzeles rievotajām morēnām (Zelčs, 1999). Dažviet ir novērojama pilnīga lineamentu transformācija rievotajās morēnās. Līdzīgu reljefa formu sakārtojumu Kanādā ir novērojis C. R. Stoukss u. c. (Stokes et al., 2008), kas šādu glaciālo lineamentu un uz tiem uzguldīto rievoto morēnu kopuma izveidošanos skaidroja ar stiepes ledus plūsmas maiņu uz kompresijas plūsmu neilgi pirms ledus plūsmas aprimšanas vai tās aprimšanas laikā.

Runājot par drumlinu veidošanos Latvijā, svarīgi arī pieminēt teoriju, kas tikusi izvirzīta, pamatojoties uz Burtnieka drumlinu lauka pētījumiem (Zelčs, Dreimanis, 1997). Attiecīgi Burtnieka lauka drumlinu veidošanās bija daudzfāzu process, kurš ir iedalīts trijās vai četrās fāzēs, kā arī minētie autori ir izvirzījuši divas iespējamās drumlinu veidošanās hipotēzes. Pirmā ir glaciotektoniskā hipotēze, bet otrā ir glaciotektoniskās un glaciofluviālās hipotēzes kombinācija. Glaciotektoniskajā hipotēzē pirmajā fāzē veidojas rievotās morēnas, kas gan tiek ievērojami iznīcinātas, to veidojošais materiāls dislocēts un

pārvietots zem ledāja. Otrajā fāzē izturīgi iežu megabloki kļūst par drumlinu kodoliem, pāri plūstošais ledājs sastumj pāri tiem deformējamu gultnes materiālu. Trešajā fāzē turpinās drumlinu formas veidošanās un bazālās morēnas uzkrāšanās drumlinu nogāzēs. Noslēgumā daži drumlini tiek pārveidoti par drumlinoīdiem, laterālā kompresējošā sprieguma darbības rezultātā transformējot drumlinu glaciotektoniskās struktūras. Otrajā hipotēzē drumlinu attīstība arī ir iedalīta trīs fāzēs, no kurām pirmā sakrīt ar glaciotektoniskās hipotēzes pirmo fāzi. Savukārt otrajā fāzē ir jānotiek katastrofālai zemledāja kušanas ūdeņu noplūšanai, kas izraisa selektīvu negatīvu ledāja dobumu eroziju un secīgu grants un smilts izgulsnēšanos. Trešajā fāzē ledājs sakabinās ar gultni un dobumi tiek aizpildīti ar deformējamo materiālu. Svarīgi atzīmēt, ka šī alternatīvā drumlinu veidošanās hipotēze var tikt attiecināta tikai uz atsevišķām Burtnieku drumlinu lauka daļām (Zelčs, Dreimanis, 1997). Salīdzinot šī darba pētījumu teritorijas drumlinu iespējamo veidošanos ar V. Zelča un A. Dreimaņa (1997) piedāvātajām Burtnieku lauka drumlinu veidošanās hipotēzēm, ir uzskaitāmas atšķirības. Vismaz autora pētītajos drumlinos Viduslatvijas zemienē nav novērotas megabloku struktūras, kas veidotu drumlinu kodolus, lai gan ievērojami deformēts materiāls ir konstatēts Madlienas nolaidenuma Brencēnu drumlinā. Zādzenes un Lāču drumlinos kodoli ir veidoti no nedeformētiem smilšainajiem nogulumiem, kuros nav novērojamas pazīmes par to pārvietošanu ledāja gultnē. Savukārt drumlinu augšējā daļā ir sastopami glaciotektoniski deformēti dažādas ģenēzes nogulumi. Vismaz dažu Madlienas lauka drumlinu nogāžu uzbūve līdzinās Burtnieku lauka drumlinoīdu uzbūvei, kas sastāv no starpdrumlinu ieplakas vērsta ledāja spiediena rezultātā veidotiem zvīņveida uzbīdījumiem.

Par rievoto morēnu veidošanos literatūrā eksistē daudzas ļoti atšķirīgas teorijas (skat. 2.3.1. apakšnodaļu). Viena no nozīmīgākajām teorijām ir izstrādāta, pamatojoties uz Zviedrijas rievoto morēnu pētījumu rezultātiem. Teorijas autori (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999) uzskata, ka rievotās morēnas veidojas, saplaisājot un atkūstot sākotnēji sasalušai morēnas slāņkopai stiepes plūsmas rezultātā. Tā kā Zemgales rievotās morēnas ir veidotas no šķirotu nogulumu un morēnas slāņu mijas (skat. 4.1.2. apakšnodaļu), to veidošanos nevar izskaidrot ar morēnas slāņa saplaisāšanu. Turklāt reljefa formu sakārtojums Zemgales rievoto morēnu izplatības areālā liecina par silti bāzētu ledāju pirms rievoto morēnu attīstības, kad ledāja gultnē veidojās plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas. Tādējādi rievoto morēnu veidošanās visdrīzāk notika ledus plūsmas aprimšanas laikā, kad ledājs sāka sporādiski tā malas zonā piesalt pie gultnes. Šāds attīstības scenārijs atbilst rievoto morēnu veidošanās mehānismam Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē, Kanādā, kur to veidošanos izraisīja glacioloģiskā režīma maiņa, respektīvi, rievotās morēnas veidojās lokālos sasalstošas ledāja gultnes apgabalos (Stokes et al., 2006; 2008). Līdzīgi kā pētījumu teritorijas Upmales paugurlīdzenuma daļā un arī Austrumlatvijas zemienē, arī Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē rievotās morēnas veidojās pēc plūdlīnijas subglaciālo gultnes reljefa formu izveidošanās, stiepes plūsmai mainoties uz kompresijas plūsmu lokālos auksti bāzēta ledus apgabalos, kuri bremzēja ledus plūsmu un izsauca ledāja gultnes nogulumu sabīdīšanu un zvīņveida uzbīdījumu veidošanos proksimāli no minētajiem apgabaliem (ibid.). Agrākos pētījumos par Zemgales rievotajām morēnām ir norādīts, ka to veidošanās notika ledāja recesijas laikā aktīvā un pasīvā ledus kontaktzonā, ledājam īslaicīgi aktivizējoties un pārveidojot drumlinu topogrāfiju (Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Zelčs, 1999). Minētā teorija lielā mērā sakrīt ar darba autora piedāvāto teoriju, lai gan atšķirība ir tajā, ka, autoraprāt, rievoto morēnu veidošanās var notikt ne tikai aktīvā un pasīvā ledus kontaktzonā, bet arī pirms sporādiskiem auksti bāzēta ledus apgabaliem. Kopumā var rezumēt, ka Zemgales rievoto morēnu veidošanās liecina par zemledāja apstākļu maiņu Viduslatvijas zemienes DA daļā. Ledāja aprimšanas laikā notiek sporādiska ledāja sakabināšanās, citiem vārdiem runājot –

piesalšana gultnei un zvīņveida uzbīdījumu veidošanās robežzonā starp silti un auksti bāzētu ledu ledāja malā vai arī proksimāli no auksti bāzēta ledus apgabaliem. Zvīņveida uzbīdījumu veidošanās laikā ledāja var epizodiski sakabināties un atkabināties no gultnes.

Subglaciālo reljefa formu izplatības un sakārtojuma, kā arī uzbūves īpatnības Upmales paugurlīdzenumā ļauj izdalīt vismaz trīs posmus, kuros notika dažādu reljefa formu secīga veidošanās atšķirīgos ledāja gultnes termālajos apstākļos. Protams, nevar arī izslēgt subglaciālo reljefa formu veidošanos sinhroni laikā, bet atšķirīgā zemledāja pozīcijā. Pirmajā posmā Zemgales ledus loba reaktivizācijas laikā ledāja malā veidojās Ziemeļlietuvas malas veidojumu josla un zemledāja apstākļos plūdlīnijas subglaciālās reljefa gultnes formas. Šajā posmā bija raksturīgi galvenokārt siltas–apūdeņotas ledāja gultnes apstākļi, kas gan vienlaicīgi varēja būt izplatīti ierobežotos ledāja gultnes apgabalos. Fluktuējoša porūdens spiediena rezultātā ledāja sasaiste ar gultni bija periodiska, un ledāja gultnes deformācija un bazālā slīdēšana nodrošināja ātru ledus plūsmu. Secīgā rievoto morēnu veidošanās notika otrajā posmā, kad ledāja gultne pakāpeniski vai sporādiski sasala, un robežā starp apūdeņotas un sasalušas gultnes apgabaliem veidojās rievotajām morēnām raksturīgās struktūras. Šajā posmā notika arī drumlinu pārveidošana, uz kuriem rievotās morēnas mēdz būt uzguldītas. Pēdējā posmā, ledājam aprimstot un pastiprināti kūstot, zemledāja kušanas ūdeņi koncentrējās zemledāja tuneļos, kuros veidojās osi. Tā kā osi Upmales paugurlīdzenumā nereti stiepjas pāri ledāja gultnes pacēlumiem, tostarp arī rievotajām morēnām, tas pierāda arī rievoto morēnu veidošanos zemledāja apstākļos pirms osu izveidošanās. Osi lielākoties ir fragmentēti. Tas varētu būt saistīts ar vairākiem to veidošanās etapiem, kad ledāja mala bija relatīvi stabila, un katrā šādā epizodē veidojās viens osa segments (Hooke, Fatsook, 2007).

Subglaciālo reljefa formu veidošanās mehānismi lielākoties tiek interpretēti pēc pleistocēna apledojumu laikā veidoto reljefa formu uzbūves, morfoloģijas un citām pazīmēm. Tādējādi ļoti reti ir gadījumi, kad reljefa formu veidošanos ir iespējams novērot mūsdienu ledājos. Unikālas liecības par drumlinu veidošanos ir iegūstamas pie Mulajegidla izvadledāja centrālajā Islandē, kur ir atklāts aktīvs drumlinu lauks (Benediktsson et al., 2009; Johnson et al., 2010; Hilmarsdóttir, 2013; Jónsson et al., 2014), un kur arī šī darba autors ar līdzautoriem veica lauka pētījumus (Lamsters u. c., 2015). Mulajegidls ir viens no Hofsjegidla ledus kupola izvadledājiem, kuram ir raksturīgi periodiski uzplūdi jeb sērdži, un tā uzplūdu vēsture ir dokumentēta, sākot ar 1924. gadu (Björnsson et al., 2003). Mulajegidla uzplūdi ir notikuši ik pēc 10 – 20 gadiem, kad ledāja mala ir uzvirzījusies par 200 – 400 m, un pēdējais sērdžs norisinājās 1992. gadā. Kopš tā laika ledāja mala atkāpās, atsedzot drumlinu lauku ar vismaz 110 drumliniem (Jónsson et al., 2014). Lai gan periodiski uzplūdi ir raksturīgi vismaz 26 Islandes izvadledājiem (Björnsson et al., 2003), to laikā laikā parasti izveidojas tādas reljefa formas kā gala morēnas, paugurotās morēnas, plaisu aizpildījuma grēdas, flūtingi un zigzagveida osi (Knudsen, 1995; Evans, Rea, 2003; Schomacker et al., 2014). Drumlini kopumā netiek minēti kā raksturīgas ledāja uzplūdu laikā veidojušās reljefa formas, tomēr tie ir konstatēti arī pie citiem ledājiem Islandē (Krüger, Thomsen, 1984; Boulton, 1987; Hart, 1995; Fuller, Murray, 2002; Kjær et al., 2003, 2008; Waller et al., 2008; Evans, 2011; Schomacker et al., 2014). Galvenokārt drumlini Islandē ir izplatīti kā savrupas formas vai arī sastopami laukos ar nedaudziem un salīdzinoši nelieliem drumliniem. Tādēļ Mulajegidla deglaciētās teritorijas drumlini ir unikāli, jo var tikt uzskatīti par analogu arī pleistocēna ledus lobu radītajiem drumlinu laukiem. Turklāt jaunākie radiolokācijas pētījumu rezultāti (Lamsters u. c., 2015) liecina, ka drumlini atrodas arī zem ledus un kūst no tā.

Līdzšinējos pētījumos (Johnson et al., 2010; Jónsson et al., 2014) tiek apgalvots, ka Mulajegidla drumlini ir veidojušies izvadledāja uzplūdu laikā ledāja gultnes nogulumu erozijas un akumulācijas rezultātā. Atšķirīgus morēnas akumulācijas un erozijas ātrumus

galvenokārt ietekmēja radiālo plaisu izvietojums ledāja malā, jo zem tām dominēja morēnas akumulācija, kas lielākoties tika nogulsnēta drumlinu proksimālajās un sānu daļās. Mulajegidla drumlini ir veidoti no 4–5 zemledāja morēnas nogulumu slāņiem, no kuriem katrs ir nogulsnējies atsevišķu uzplūdu laikā, savukārt starp morēnas slāņiem nereti ir sastopamas šķirotu nogulumu lēcas un erozijas virsmas (Johnson et al., 2010; Jónsson et al., 2014). Tādējādi Mulajegidla drumlinu reljefs un to ar pleistocēna drumliniem salīdzināmie izmēri izveidojās vismaz četru sērdžu laikā, kā rezultātā uzkrājās arī vairāki morēnas slāņi. Liela daļa drumlinu kodolu pie citiem Islandes ledājiem savukārt ir veidoti no nedeformētiem šķirotiem nogulumiem, kurus pārklāj morēnas nogulumi. Šķiroto nogulumu uzkrāšanās ir notikusi ledāja kontakta izneses konusos (Krüger, Thomsen, 1984; Waller et al., 2008). Šādu no Mulajegidla drumliniem uzbūves un arī lieluma ziņā atšķirīgo drumlinu nelielie izmēri visdrīzāk ir izskaidrojami ar to ierobežoto veidošanās laiku, kas galvenokārt saistīts ar vienu sērdža notikumu. Vairāku Islandes pētījumu rezultātu (piemēram, Kjær et al., 2008; Waller et al., 2008; Jónsson et al., 2014; Schomacker et al., 2014) analīze ļauj spriest, ka pulsējošu ledāju veidoto drumlinu izmērs mēdz būt atkarīgs no uzplūdu skaita, jo katru uzplūdu laikā drumlinu izmērs pieaug. Analoģiskus secinājumus var arī izdarīt uz pleistocēna segledāju veidotajiem drumliniem.

Lai gan par pleistocēna drumlinu veidošanās laiku un attīstības secību, ir pieejama tikai fragmentāra informācija, šī pētījuma laikā ievāktā informācija par drumlinu izplatību un uzbūvi, ļauj izteikt apgalvojumu, ka drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanās norisinās vairākos etapos. Ja ledāja plūsmas virzienam nav nozīmīgu izmaiņu, tad drumlinu forma veidojas vairāku ledāja uzplūdu (aktivizēšanās) un aprimšanas posmu (fluktuāciju) laikā. Par to liecina jau 4.1.1. apakšnodaļā apspriestās plūdlīnijas formu sakārtojuma īpatnības proksimālā un distālā virzienā no Linkuvas gala morēnas, kā arī lielizmēra glaciālo lineamentu uzbūves īpatnības. Šie lineamenti pēc literatūras datiem (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982) ir veidoti no līdz pat 4 morēnas slāņiem, no kuriem divus augšējos atdala smilts nogulumu starpslānis. Griezumos (ibid) ir redzams, ka glaciālo lineamentu sākotnējā forma atspoguļojas jau apakšējā morēnas slānī, kas apstiprina augstāk pausto ideju par lineamentu veidošanos un morēnas secīgu akumulāciju vairāku ledāja fluktuāciju laikā.

5.4. Zemgales ledus loba paleoglacioloģiskie apstākļi, plūsmas virzieni un deglaciācijas apstākļi

Zemgales ledus loba paleoglacioloģiskie apstākļi, kas ietver tā bazālos termālos apstākļus, zemledāja gultnē notiekošos procesus, uzvirzīšanās un atkāpšanās gaitu, tika rekonstruēti, pamatojoties uz ledāja reljefa formu izplatības, savstarpējā sakārtojuma un morfoloģijas, iekšējās uzbūves īpatnībām, iespējamajiem veidošanās mehānismiem un dažādu pētījumu absolūtā vecuma datējumu rezultātiem. Eksistē vairāki veidi, kā rekonstruēt ledāju paleoglacioloģiju. Viens no tiem ir glaciāli ģeoloģiskais inversijas modelis (Kleman et al., 1994, 1997, 2006; Kleman, Borgström, 1996), kurš ietver procedūras, kā izmantot informāciju par ledāja reljefa formām, lai rekonstruētu pleistocēna ledusvairogu attīstību un plūsmas struktūru. Šī modeļa galvenie komponenti ir saistītu ledāja reljefa formu kopums, ko raksturo noteikti veidošanās apstākļi. Angļu valodā šādu reljefa formu kopumu ledus plūsmas ietvaros apzīmē ar terminiem *fan* vai *swarm*, ko latviešu valodā var saprast kā konusu vai vēdekli. Jāatzīmē, ka šādi vēdekļi var pārklāties viens ar otru atbilstoši vairākām ledāja uzvirzīšanās epizodēm. Inversijas modeļa pieeja galvenokārt tiek izmantota, lai rekonstruētu visa ledusvairoga paleoglacioloģiju, klasificējot reljefa formu kopumus kā noteiktus reljefa formu vēdekļu tipus (Kleman,

Borgström, 1996). Šāda pieeja Zemgales ledus loba paleoglacioloģijas rekonstruēšanā nav optimāla, jo viss ledus lobs veido, kā to definē J. Klemans u. c. (Kleman et al., 1997) – sērdža konusu. Vēlāk attiecībā uz tādiem veidojumiem kā Zemgales ledus lobs J. Klemans u. c. (Kleman et al., 2006) lieto terminu – ledus plūsmas vēdeklis. Abos gadījumus ledus plūsma ir ātra, relatīvi īslaicīga, diverģenta malas zonā un ar gala morēnām tās priekšā. Daži autori šādu ātru ledus plūsmu uzvirzīšanos mēdz dēvēt par sērdžu (Evans et al., 2008; Bitinas, 2012). Tie bieži ir raksturīgi Islandes izvadledājiem (Kjær et al., 2008; Waller et al., 2008; Schomacker et al., 2014). Zemgales ledus loba uzvirzīšanos jeb oscilācijas, iespējams, varētu raksturot arī kā sērdžus jeb uzplūdus, jo tā gultnē dažviet ir izvietojušies lielizmēra glaciālie lineamenti, kuri veidojas ļoti ātras ledus plūsmas apstākļos. Tomēr pētījuma laikā nav iegūti rezultāti, kas viennozīmīgi apstiprinātu šo apgalvojumu. Jāņem arī vērā, ka ledus lielplūsmu un lobu oscilācijas ir atšķirīgas no ieleju šļūdoņu un izvadledāju periodiskiem uzplūdiem.

Tā kā šajā pētījumā tiek aplūkotas viena loba reljefa formas, vislabākā pieeja, lai rekonstruētu tā paleoglacioloģiju, ir glaciālo reljefa formu sistēmu (angļu val. – *glacial landsystems*) pieeja (Evans, 2005). Tā ir veiksmīgi izmantota gan mūsdienu ledāju (Evans, Rea, 2003; Evans, 2011; Schomacker et al., 2014), gan seno pleistocēna ledāju plūsmu un lobu pētījumos (Clark, Stokes, 2003; Kehew et al., 2012). Zemgales ledus loba subglaciālās reljefa sistēmas veidojās galvenokārt Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas oscilācijas fāžu laikā, kad notika atkārtota ledus masu aktivizācija un ievērojami pieauga to plūsmas ātrums, kas bija pietiekams, lai izveidotos raksturīgs reljefs ar izteiksmīgiem glaciālajiem lineamentiem. Šīs reljefa sistēmas, kuras izveidojās katras oscilācijas fāzes laikā ir diezgan līdzīgas savās starpā, jo abām ir raksturīgi glaciālie lineamenti, tomēr ir arī atšķirības, kuras it īpaši raksturo ledus loba aprimšanas raksturu. Ziemeļlietuvas fāzes laikā izveidotā reljefa formu sistēma atšķiras ar izteiktāku ledājkušanas ūdeņu aktivitāti, kura šīs fāzes noslēguma posmā radīja salīdzinoši izteiktu osu tīklu, un arī tuneļielejas. Zemgales ledus loba atkāpšanās vismaz tā DA daļā šīs fāzes laikā arī bija atšķirīga, respektīvi, tai bija raksturīga vairāk frontāla deglaciācija, kuras laikā ledāja malā Madlienas nolaidenuma R daļā izveidojās recesijas morēnas, savukārt Upmales paugurlīdzenumā zemledāja apstākļos zonā vai sporādiskos apgabalos starp silti un auksti bāzētu ledu izveidojās rievotās morēnas. Zemgales ledus loba gultnē sastopamie glaciālie lineamenti norāda galvenokārt uz ātru ledus plūsmu. To sekmēja zemledāja gultnes deformācija un bazālā slīdēšana. Šai plūsmai bija raksturīgas variācijas laikā un telpā. Variācijas laikā izpaudās tādējādi, ka atkarībā no ledus plūsmas reaktivizācijas vai aprimšanas, tai bija raksturīgi atšķirīgi paleoglacioloģiskie apstākļi, īpaši ledāja un gultnes termālais režīms, kurš sekmēja, piemēram, glaciālo lineamentu, rievoto morēnu un osu veidošanos vairākos etapos. Variācijas telpā noteica atšķirīgais plūsmas ātrums, zemledāja deformācijas un bazālās slīdēšanas apgabali dažādās ledus loba daļās.

Kā jau, balstoties uz pētījumu rezultātiem, tas tika uzsvērts, Zemgales ledus lobam bija raksturīga ātra plūsma, īpaši tā centrālajā daļā. Viens no nozīmīgākajiem faktoriem, kas kontrolē ledāja dinamiku, īpaši tā plūsmas ātrumu, ir zemledāja kušanas ūdens, kas var veicināt nogulumu deformāciju, vai arī tieši otrādāk – to ierobežot. Var apgalvot, ka ūdens spiediens ledāja un gultnes mijiedarbības zonā un pašos nogulumos kontrolē subglaciālos procesus (Narloch et al., 2012). Pastāvot ļoti augstam porūdens spiedienam, ledājs sasniedz peldspējas punktu un atkabinās no gultnes, tādējādi slīdot tai pāri pa plānu ūdens plēvi, savukārt spiedienam krītoties, notiek ledāja pamatnes saskare ar gultni un nogulumu deformācija. Glaciālo lineamentu, galvenokārt drumlinu izplatība Zemgales ledus loba gultnē vien jau apstiprina, ka to veidošanās laikā pastāvēja augsts porūdens spiediens, jo drumlinu veidošanās ir cieši saistīta ar zemledāja nogulumu deformāciju (Boulton, 1987), kuru savukārt nodrošina augsts porūdens spiediens. Literatūrā pastāv arī viedoklis, ka

drumlinu ievērojamā izplatība pleistocēna ledāju lielplūsmu gultnēs norāda arī uz plašu zemledāja deformācijas izplatību (Boulton et al., 2001). Zemgales ledus loba drumlinu uzbūves pētījumi norāda uz to, ka zemledāja deformācijas dziļums un izplatība bija mainīga, respektīvi, tai bija mozaīkveida (Piotrowski et al., 2004) laiktelpiska izplatība. Acīmredzot porūdens līmenim bija pulsējošs raksturs, kas veicināja ātru ledus plūsmu zemledāja deformācijas un bazālās slīdēšanas kombinācijas rezultātā, kā to ir uzsvēruši arī citi pētnieki (Jørgensen, Piotrowski, 2003).

Rievotās morēnas ir ļoti būtiska liecība par paleoglacioloģiskajiem apstākļiem. To telpiskais izvietojums Laurentīdu un Fenoskandijas ledusvairogu centrālajās daļās ir izmantots, lai rekonstruētu auksti bāzēta ledus izplatību un pārēju uz atkūstošu gultni (Hättestrand, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Kleman, Hättestrand, 1999). Pētījumi par Zemgales ledus loba rievotajām morēnām turpretim liecina, ka to veidošanās laikā nepastāvēja atkūstoša gultne, jo pirms rievoto morēnu veidošanās ledājs bija silti bāzēts un ātri plūstošs, par ko liecina drumlinu plašā izplatība. Rievotās morēnas varēja veidoties tuvu ledāja malai, iespējams, sasalstošas gultnes apstākļos, kas iezīmēja ledus plūsmas aprimšanu, līdzīgi kā Dubounta ledus plūsmā, Kanādā (Stokes et al., 2008). Savukārt citi autori, veicot rievoto morēnu pētījumus Manitobā, Kanādā, secināja, ka nepārveidotas rievotās morēnas norāda uz auksti bāzēta ledus izplatību, kas gan nav saistīts ar to veidošanos, bet gan ar saglabāšanos turpmāko ledāja aktivizāciju laikā (Trommelen et al., 2014). Otrā tipa rievotās morēnas, kurām raksturīga pārveidota, drumlinizēta virsma, attiecīgi liecina par silti bāzēta ledus apstākļiem, kādos tās tika transformētas atšķirīgā pakāpē (ibid.).

Plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu garenasu vērsums ir precīzākais indikators, kas var tikt izmantots, lai rekonstruētu ledāja plūsmas virzienus. Līdzšinējos pētījumos par ledāja plūsmas virzieniem Latvijā (Zelčs et al., 2004) Rīgas ledus lielplūsma ir iedalīta Zemgales un Burtnieka ledus lobos, no kuriem pirmais darbojās Viduslatvijas un Piejūras zemienēs, kā arī Viduslatvijas zemienē Zemgales lobam ir izdalītas vairākas ledus mēles, kā Vadakstes, Zebrus, Augšabavas, Sēlijas, Lobes, Ogres un Straupes (Zelčs, Markots, 2004). Šī pētījuma rezultāti ļauj detalizēt ledāja plūsmas virzienus pētījumu teritorijā (1.4. attēls), kā arī liecina par dažviet atšķirīgiem plūsmas virzieniem vairāku ledāja uzvirzīšanās fāžu vai etapu laikā, bet nepamato vairāku ledus mēļu eksistenci Viduslatvijas zemienes DA daļā, jo šajā teritorijā darbojās Zemgales ledus lobs ar galvenokārt diverģentu plūsmu, kas nebija sadalīta nošķirtās ledāja mēlēs, kā tas mēdz būt augstieņu teritorijās. Kā ledus plūsmas indikatorus var izmantot arī glaciotektonisko struktūru orientāciju, un reizēm arī morēnas makrolinearitāti, kā arī ledāja skrambas uz laukakmeņiem un konsolidētu pamatiežu virsmas. Tādējādi, piemēram, jau V. Zāns (1935a), pamatojoties uz ledāja skrambu mērījumiem, ziņoja, ka ledāja plūsmas virziens Daugmales apkārtnē varēja būt no ZZR. Savukārt A. Dreimanis (1935) pēc glaciotektonisko struktūru orientācijas pētījumiem norādīja uz iespējamo plūsmas virzienu no ZR. Šeit gan jāpiebilst, ka glaciotektonisko struktūru orientācija Daugavas krastā pēc A. Dreimaņa (ibid.) pētījumiem liecina par atšķirīgiem lokāliem ledāja spriegumiem, tostarp no ZA, ko A. Dreimanis interpretēja kā Vidzemes mēles (ZA–DR) darbības rezultātu. Turpmāko pētījumu rezultātā šīs glaciotektonisko deformāciju radītās struktūras tika pārinterpretētas un attiecinātas uz Zemgales ledus loba uzvirzīšanos no ZZR (Dreimanis, Zelčs, 1997, 1998), ko apliecināja arī jaunu struktūru, morēnas makrolinearitātes un ledāja skrambu mērījumu interpretācija. Šāds ledāja plūsmas virziens tiek arī interpretēts šajā pētījumā, pamatojoties uz iegarenu pauguru orientāciju, kas ir labi redzama no LIDAR datiem izveidotajā digitālajā virsmas modelī (4.8. attēls), kā arī pēc Aizvēju un Mašēnu karjera morēnas makrolinearitātes un glaciotektonisko struktūru mērījumu interpretācijas (skat. 4.1.2. nodaļu). Glaciostruktūru un morēnas makrolinearitātes orientācijas pētījumi

šajos karjeros kopumā norāda uz atšķirīgiem ledāja sprieguma virzieniem, kas ne vienmēr sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu. Līdzīgi lokāli atšķirīgi sprieguma virzieni no R, RZR, ZR un ZZR ir interpretēti arī pēc citu Daugmales apkārtnē esošo rievoto morēnu un drumlinu, piemēram, Kalnmuižas drumlina un Kranču kalna rievotās morēnas, pētījumiem (Dreimanis, 1935, 1992; Dreimanis, Zelčs, 1997, 1998). Ledāja plūsmas virziens Viduslatvijas zemienes ZR daļā, kur tā robežojas ar Austrumkursas augstieni tika rekonstruēts, izmantojot pētījumus par ledāja plūsmas virzieniem Spārnenes viļņotā līdzenuma Ozolpils pacēlumā (Saks u. c., 2010; Markots u. c., 2012), kur rekonstruētais ledāja plūsmas virziens bija no AZA uz RDR (Markots u. c., 2012), vai arī no A, ZA (Saks u. c., 2010).

Latvijā un pētījumu teritorijā vēlā Vislas leduslaikmeta deglaciācijas laikā bija raksturīgas Fenoskandijas ledusvairoga DA malas fluktuācijas jeb oscilācijas, tādēļ ir būtiski noskaidrot pēdējā apledojuma hronoloģiju. V. Rinterknehta un līdzautoru (Rinterknecht et al., 2006) dati liecina, ka Fenoskandijas ledusvairoga DA mala vēlajā Vislas apledojumā Baltijas zemienēs sāka uzvirzīties pirms aptuveni 25 ka, savu maksimālās uzvirzīšanās robežu sasniedza aptuveni pirms 21 ka, savukārt atkāpties sāka pirms 19 ± 1,6 ^{10}Be ka, iezīmējot vēlā Vislas apledojuma deglaciācijas sākumu. Arī vairākos citos pētījumos (Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012b; Lasberg, Kalm, 2013) ir apgalvots, ka Latvijas teritorijā vēlā Vislas apledojuma sākums bija ne agrāk kā pirms 25 ka. Igauņu pētnieku dati liecina, ka Baltijas ledus plūsmu kompleksa teritorijā deglaciācija sākās ne ātrāk kā pirms 22,6 ^{14}C ka (Lasberg, Kalm, 2013) vai arī pirms 18,3 ± 0,8 ^{10}Be ka, kā tas konstatēts pēc pētījumiem Lietuvā (Rinterknecht et al., 2008). Acīmredzot vēlā Vislas laika ledāja transgresija tāpat kā deglaciācija Baltijas teritorijā nebija vienmērīga. Tā sākotnējā uzvirzīšanās notika lielākajās zemienēs, kur arī deglaciācijas laikā notika ledus lobu un mēļu pulsējoši uzplūdi. Diemžēl pieejamā informācija par vēlā Vislas apledojuma hronoloģiju nav pietiekami precīza, ko nosaka gan absolūtā vecuma datējumu kļūdas un ierobežotā detalitāte, gan arī iespējamā asinhronā ledāja uzvirzīšanās un atkāpšanās gaita Baltijā. Bieži vien arī OSL datēšanas metodes izmantošana nepalielina ledāja deglaciācijas gaitas rekonstruēšanas precizitāti. Piemēram, OSL datējumi no Smeceres sila glaciofluviālajiem kēmu terases nogulumiem Vidzemes augstienes perifērijā liecina par to uzkrāšanos samērā ilgā laika posmā no 19,6 ± 1,0 ka (paraugs nr. LAT05/42) līdz 26,8 ± 1,1 ka (paraugs nr. LAT05/43) (Raukas et al., 2010).

Laukameņu datēšanas rezultāti ar ^{10}Be metodi liecina, ka ātra Baltijas lielplūsmas uzvirzīšanās notika ledusvairoga nelineāras atbildes reakcijas rezultātā uz pakāpenisku sasilšanu, kas izraisīja visas Fenoskandijas ledusvairoga DA malas atkāpšanos. Savukārt ledāja malas atkāpšanās no Pomerānijas oscilācijas fāzes malas veidojumiem notika kā atbildes reakcija uz pēkšņu sasilšanu, kas notika bēlinga–allerēda intervālā (Rinterknecht et al., 2006). Šīs sasilšanas laikā ledāja malas atkāpšanos pārtrauca īslaicīgas pauzes, kuras atbilst simtgadu laika skalas temperatūras pazemināšanās notikumiem (ibid.). Svarīgi atzīmēt, ka deglaciācijas laikā Baltijas teritorijā visas Fenoskandijas ledusvairoga malas uzvirzīšanās notika tikai tad, kad ledājs izveidoja Baltijas (atbilst Pomerānijas un Dagdas pēc Zelčs et al., 2011) ledāja malas veidojumu joslu (Rinterknecht et al., 2006, 2008). Pārējo ledāja malas veidojumu joslu veidošanos noteica atsevišķu ledāja lobu un mēļu aktivizācija lielākajos pazeminājumos ledāja gultnē, kamēr augstieņu teritorijās norisinājās stagnācija (Zelčs, Markots, 2004). Visticamāk šādas ledāja lobu reaktivizācijas jeb oscilācijas notika asinhroni un bija ar sērdžējošu (uzplūdu) raksturu (Bitinas, 2012), tādēļ ledāja malas veidojumu korelācija starp dažādu ledus paleolielplūsmu klātajām teritorijām nereti ir apgrūtināta un dažādu autoru interpretācijas un pat malas veidojumu joslu skaits ir atšķirīgs (piem. Raukas et al., 1995; Guobytė, 2004; Kalm, 2006, 2012; Rinterknecht et al., 2008; Raukas, 2009; Raukas et al., 2010; Guobytė, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011;

Bitinas, 2012). Ledāja malas veidojumu joslu skaits dažādu pētnieku publikācijās ir īpaši atšķirīgs DR Lietuvā, kur, piemēram, daži pētnieki izdala Baltijas un Dienvidlietuvas malas veidojumu joslas (Guobytė, Satkūnas, 2011), turpretim A. Raukas un līdzautori (Raukas et al., 2010) starp šim divām malas veidojumu joslām iezīmē vēl divas. V.R. Rinterknehts un līdzautori (Rinterknecht et al., 2008) savā publikācijā atzīmē tikai galvenās ledāja malas veidojumu joslas.

Lietuviešu pētnieki vēlo Vislas apledojumu iedala Grūdas un Baltijas stadijās, no kurām pirmā attiecas uz apledojuma maksimālo transgresiju, savukārt pēdējā stadijā tiek izdalītas Dienvidlietuvas, Viduslietuvas, Ziemeļlietuvas un reizēm arī Pajūris fāzes (Gaigalas, 1995; Guobytė, 2004). Tomēr Lietuvā nav atklāti vēlā Vislas apledojuma starpstadiju nogulumi, tāpat kā Latvijā, tādējādi iedalījumam, tā saucamajās stadijās, fāzēs un starpstadijās, nav klimatostratigrāfiska pamatojuma, bet ir iespējams izdalīt tikai litostratigrāfiskas vienības (Guobytė, Satkūnas, 2011). Arī pēc A. Bitinas (2012) uzskatiem agrākais lietuviešu pētnieku Vislas apledojuma iedalījums stadijās, fāzēs, starpstadijās un starpfāzēs, nav pamatots, jo to nepierāda starpmorēnas nogulumu datējumi. Tādējādi vēlā Vislas apledojuma deglaciācijas laikā plašās teritorijās nenotika pilnīga ledus masu atkāpšanās, bet gan areāla deglaciācija, kuru pārtrauca asinhroni ledāja sērdži starp aprimušā ledus laukiem (ibid). Lietuviešu zinātnieku pētījumi (Bitinas et al., 2004; Bitinas, 2011, 2012; Karmazienė et al., 2013) pierāda to, ka ledus lobi, atkārtoti uzvirzoties, sastapās ar aprimušu ledu. Šādos apstākļos starp aktīva ledus loba malu un aprimušā ledus blokiem veidojās kēmu terases, kuras Lietuvas teritorijā ir sastopamas uz Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas marginālo grēdu distālajām nogāzēm. Vairāki lietuviešu pētnieki (Bitinas, 2011, 2012; Guobytė, Satkūnas, 2011) uzsver, ka ledāja atkāpšanās no Viduslietuvas marginālās grēdas notika kā areālā deglaciācija. To zināmā mērā apstiprina arī ^{10}Be datējumi no laukakmeņiem ZR Lietuvā (Rinterknecht et al., 2008). Ja salīdzina ledāja atkāpšanās vecumus no vairākām malas veidojumu joslām pēc vidējā ^{10}Be vecuma (Dienvidlietuvas – 14,0 ± 0,4; Viduslietuvas – 13,5 ± 0,6; Ziemeļlietuvas – 13,3 ± 0,7; pēc Rinterknecht et al., 2008), tad, piemēram, Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslu vidējais vecums atšķiras tikai par aptuveni 200 gadiem. Protams, ņemot vērā šo vecumu nereti lielo izkliedi, kā arī kļūdas robežas (Rinterknecht et al., 2006, 2008), šāds vidējo ^{10}Be vecumu salīdzinājums nav īsti korekts. Jāņem arī vērā tas, ka laukakmens izkušana no ledus nenotiek vienlaicīgi ar gala morēnas veidošanos, kā arī datēto laukakmeņu novietojums attiecībā pret ledāja malas veidojumu joslām ir atšķirīgs, tomēr minētie vecumi zināmā mērā dod norādes par ātru deglaciāciju. Tādējādi arī katra Zemgales ledus loba aktivizācija vispārējās deglaciācijas laikā bija salīdzinoši ātra, ko apstiprina arī subglaciālo gultnes reljefa formu izteikti garenā forma pētījumu teritorijas centrālajā daļā, un tā notika, ledus lobam mijiedarbojoties ar aprimušo ledu, kurš nebija paspējis pilnībā nokust.

Atšķirīga deglaciācijas gaita bija, Zemgales lobam atkāpjoties no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslas Upmales paugurlīdzenumā un Madlienas nolaidenumā, kur ledājam bija raksturīga arī frontāla deglaciācija (Lamsters, 2012), uz ko norāda rievoto un recesijas morēnu klātbūtne, kā arī atsevišķas Kangaru osu iekšdeltas. Savukārt Zemgales loba centrālajai, kā arī rietumu daļai bija raksturīga areālā deglaciācija, kad lielas ledus masas aprima uzreiz, tādējādi izveidotais drumlinizētais reljefs netika pārveidots un frontālās reljefa formas neizveidojās.

SECINĀJUMI

Pētījumā apkopotā informācija, iegūtie rezultāti un to interpretācija ļauj izteikt būtiskus secinājumus par subglaciālo reljefa formu telpisko izvietojumu, uzbūvi, morfoloģiju un veidošanos, kā arī par Zemgales ledus loba dinamiku. Tāpat ir iegūti nozīmīgi rezultāti par nogulumu absolūto vecumu un to uzkrāšanās paleoģeogrāfiskajām konsekvencēm. Subglaciālās reljefa formas Viduslatvijas un Ziemeļlietuvas līdzenumos, īpaši glaciālie lineamenti jeb plūdlīnijas formas, veido nozīmīgāko reljefa artikulāciju, un šī pētījuma rezultāti liecina, ka tās ir izplatītas plašāk un ir morfoloģiski daudzveidīgākas, nekā uzskatīts līdz šim.

Zemgales ledus loba subglaciālo gultnes reljefa formu telpiskā izvietojuma un morfoloģijas analīze apstiprina darba hipotēzi, ka tās veido vienotu paraģenētisko asociāciju no atšķirīgas morfoloģijas, bet vienas populācijas plūdlīnijas formām un rievotajām morēnām. Subglaciālo reljefu formu telpiskais sakārtojums un apstāklis, ka tās mēdz būt uzguldītas viena virs otras liecina par to veidošanos vairākos posmos atkarībā glaciodinamiskajām un termiskajām izmaiņām ledus–gultnes kontaktzonā, ledus plūsmas ātruma un darbības ilguma. Glaciālie lineamenti demonstrē lielu garenasu orientācijas un morfoloģisko daudzveidību, kas daļēji izskaidrojama ar atšķirīgo ledus plūsmas ātrumu un tās diverģento raksturu. Linearitātes koeficients liecina par lielāko ledus plūsmas ātrumu pētījumu teritorijas centrālajā daļā, kur bija mazākā plūsmas diverģence.

Rievotās morēnas, kuras veidojās, transformējot drumlinus, un ir uzguldītas uz tiem, ir salīdzinoši vairāk raksturīgas ledus plūsmām un lobiem, nevis ledusvairogu centrālajiem apgabaliem, kur ir rievoto morēnu lielākie izplatības areāli pasaulē. Šādu rievoto morēnu veidošanās notika Fenoskandijas ledus vairoga recesijas laikā vēlajā Vislas apledojumā, kad Zemgales ledus lobs aprima un ledājs sāka sporādiski piesalt pie gultnes tā malas zonā.

Lai gan garākās osu sistēmas un virknes ir izvietotas areālos, kur subkvartāro virsmu veido karbonātiskie nogulumieži, tie ir sastopami arī virs terigēnajiem nogulumiežiem, kur to izplatība mēdz būt saistīta ar ielejveida pazeminājumiem, kuri nereti ir mantoti no subglaciālās virsmas iegrauzumiem, un pēc tam saistīti arī ar tuneļieleju attīstību pirms osu veidošanās. Osu attīstību sekmēja palielināts ledājūdeņu daudzums deglaciācijas noslēguma posmā.

Rievoto morēnu iekšējo uzbūvi sarežģī glaciotektoniskās deformācijas struktūras, kuras veido pleistocēna nogulumu un pamatiežu atrauteņi, zvīņveida uzbīdījumi, krokas, plaisas un citas struktūras. Baldones apkārtnē esošajām rievotajām morēnām raksturīgi zvīņveida uzbīdījumi, kuri ir veidojušies reģionālajam ledāja plūsmas virzienam paralēla ledāja kompresējošā sprieguma ietekmē. Vietām oļu linearitāte ir šķērseniska attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu, kas norāda uz tās veidošanos ekstremālas spiedes apstākļos. Morēnas makrolinearitāte un citi struktūrelementi dažviet ir pārorientēti zemledāja deformācijas rezultātā, un nav izmantojumi ledāja plūsmas virziena noteikšanai.

Pētīto drumlinu kodoli sastāv no tekošu ūdens straumju veidotiem nogulumiem, kas parasti ir glaciotektoniski deformēti, dažreiz gan tikai nogulumu slāņkopas pašā augšējā daļā. Lielākoties tos pārklāj morēnas slānis, kam raksturīga drumlina garenasij paralēla un subparalēla makrolinearitāte, bet ir gadījumi, kad drumlina augstākajā daļā morēnas pārsedze nav sastopama. Dažu konverģento drumlinu nogāzēm raksturīgi morēnas zvīņveida uzbīdījumi, kas radušies perpendikulāri to garenasīm orientēta ledāja sprieguma ietekmē. Drumlinu iekšējās struktūras liecina, ka zemledāja deformāciju veicināja paaugstināts porūdens līmenis un ledāja sasaiste ar gultni. Šī sasaiste bija laiktelpiski mainīga un mijās ar bazālās slīdēšanas etapiem porūdens fluktuāciju dēļ. Drumlinu veidošanās, kuru kodoli sastāv no šķirotiem nogulumiem, notika agrāk nogulsnēto

smilšaino nogulumu erozijas, morēnas nogulumu akumulācijas, kā arī morēnas un pagulošo nogulumu deformācijas rezultātā.

Reljefa formu veidošanās secība Upmales paugurlīdzenumā, uz ko norāda to izplatība, telpiskais sakārtojums un uzbūve, notika vismaz trīs etapos ar atšķirīgiem glacioloģiskajiem režīmiem un ledāja gultnes termālajiem apstākļiem. Pirmo etapu raksturo Zemgales loba plūsmas aktivizēšanās, atkūstoša gultne, ātra ledus plūsma un plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu veidošanās stiepes plūsmas apstākļos. Fluktuējoša porūdens spiediena rezultātā ledāja sasaiste ar gultni bija periodiska, un ledāja gultnes deformācija un bazālā slīdēšana nodrošināja ātru ledus plūsmu. Otrajā etapā ledājs sporādiski sāka piesalt tā gultnei. Notika drumlinu pārveidošana un rievoto morēnu veidošanās, kas izraisīja Zemgales loba vismaz DA daļas aprimšanu. Trešajā etapā notika ledāja malas atkāpšanās ar īslaicīgām tās stabilizācijas epizodēm, bija raksturīga notece zemledāja tuneļos, kā rezultātā veidojās osi. Tas viss liecina par to, ka vēlā Vislas apledojuma deglaciācija noslēguma posmā nebija vienmērīga, un tai bija raksturīgas vairākkārtējas ledāja gultnes termālo apstākļu izmaiņas.

Optiski stimulētās luminiscences (OSL) datēšanas rezultāti ļauj secināt, ka zemmorēnas smilšainie nogulumi Viduslatvijas zemienes DR daļā, kuri veido drumlinus un marginālās reljefa formas ir uzkrājušies agrās Vislas laikā. Zemgales ledus loba transgresijas laikā vēlajā Vislas glaciālā Viduslatvijas zemienes centrālajā un DR daļā esošie iespējamie Vidusvislas laika nogulumi tika erodēti. Tie ir saglabājušies ar Viduslatvijas zemieni robežojošajos augstieņu apvidos.

Iegūtie rezultāti ļauj secināt, ka pētījuma mērķis ir sasniegts un izvirzītās tēzes ir pierādītas. Sakarā ar subglaciālajās reljefa formās esošajiem smilts un grants krājumiem, kas ir īpaši būtiskas derīgo izrakteņu potenciālās ieguves vietas Viduslatvijas zemienē, to uzbūves, saguluma un veidošanās apstākļu pētījumus nepieciešams turpināt arī nākotnē, lai sekmētu racionālu un ilgtspējīgu kvartāra derīgo izrakteņu izmantošanu.

PATEICĪBAS

Autors izsaka vislielāko pateicību zinātniskajam vadītājam prof. Vitālijam Zelčam par atbalstu, diskusijām, palīdzību pētījumu veikšanā un padomiem disertācijas izstrādāšanā.

Autors vēlas izteikt sirsnīgu pateicību Dr. ģeol. Edytai Kaļinskai–Nartišai par nesavtīgu palīdzību, ko viņa uzrādīja veicot smilts nogulumu absolūtā vecuma noteikšanu Lundas Universitātes luminiscences laboratorijā ar OSL metodi. Paldies manam kursa biedram Armandam Bernaus, ģeologam Reinim Ošam, kolēģim Mārim Krievānam un citiem par palīdzību lauka pētījumos. Liels paldies Jānim Karušam par palīdzību pētījumu veikšanā ar radiolokācijas metodi un kopējo sadarbību pētījumos Islandē. Vēl viens paldies pienākas Reinim Ošam par sākotnējo rievoto morēnu kontūru digitizāciju. Pateicos Vitautam Minkevičam (*Vytautas Minkevičius*) no Lietuvas Ģeoloģijas dienesta un SIA Metrum par reljefa modeļu izveidi no lāzerskenēšanas datiem. Paldies draugiem un darba kolēģiem, kuru atbalsts ļāva izstrādāt šo darbu. Īpašs paldies Kristīnei un Gabriēlai par sapratni un atbalstu darba izstrādāšanas gaitā.

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā "Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē" un Valsts pētījumu programmas Nr. 2010.10-4/VPP-5 ResProd 1. projekta GEO atbalstu.

LITERATŪRA

Aario, R. 1977. Classification and terminology or morainic landforms in Finland. *Boreas,* 6, 87–100.

Aber, J.S., Croot, D.G., Fenton, M.M. 1989. *Glaciotectonic landforms and structures.* Kluwer, Dordrecht, 220 pp.

Alley, R.B. 1993. In search of ice-stream sticky spots. *Journal of Glaciology,* 39, 447–454.

Āboltiņš, O. 1963. Gorizonty verkhney moreny Zemgalyskoy ravniny i vopros o formirovanii Linkuvskoy konechnoy moreny. *Grām*. Temnikova, N.S. (red.), *Ucheniye zapiski aspirantov Latviyskogo Gosudarstvennogo Universiteta im. P. Stuchki 1*, s. 5–17.

Āboltiņš, O. 1970. Marginal formations of Middle Latvian tilted plain and their correlation to Linkuva North Lithuanian) end moraine. *Grām.* Danilāns I. (red.), *Voprosi chetvertichnoy geologiji, s. 5*. Zinātne, Rīga, s. 95–107.

Āboltiņš, O. 1971. Razvitie dolini reki Gauja. Zinātne, Rīga, 105 s.

Āboltiņš, O. 1975. Glaciodinamiceskiye osobennosti formirovanhija vozvishennostei Latviji. *Grām. Voprosi chetvertichnoy geologiji, s. 8.* Zinātne, Rīga, s. 5–23.

Āboltiņš, O. 1989. *Glaciostruktura i lednikovij morfogenez*. Zinātne, Rīga, 284 s.

Āboltiņš, O. 1999. *Struktūrģeoloģijas pamati*. Latvijas Universitāte, Rīga, 136 lpp.

Āboltiņš, O. 2010. *No leduslaikmeta līdz globālajai sasilšanai. Dabas vides pagātne un tagadne Latvijā*. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 128 lpp.

Āboltiņš, O., Zelčs, V. 1988. Litomorfogenhez vnutrenney zony drevnhelhednhikovoy oblasti (na primere isslhedovanhiy v Latviji). *Grām.* Purin, V., Zvejnieks, R. (eds.), *Razvitiye geograficheskoy mysli v Sovetskoy Latviji.* Latviyskiy Gosudarstveniy Universitet, Rīga, s. 103–126.

Āboltiņš, O., Veinbergs, I., Danilāns, I., Stelle, V., Straume, J., Eberhards, G., Juškevičs, V., Jaunputniņš, A. 1972. Osnovniye cherty lednikovogo morfogeneza i osobennosti deglatsiatsii poslednego lednikovogo pokrova na territorii Latvii. *In* Danilāns, I., Āboltiņš, O. (eds.), *Putyevoditel polevogo simpoziuma III Vsesoyuznogo mezhvedomstvennogo soveschaniya po izucheniyu krayevykh obrazovaniy materikovogo oledeneniya*. University of Latvia, Rīga, s. 3–16.

Āboltiņš, O., Straume, J., Juškevičs, V. 1975. Osobennosti relhjefa i osnovnije etapi morfogenheza Centralhno – Vidzemskoi vozvishennosti. *Grām. Voprosi chetvertichnoy geologiji*, s. 8. Zinātne, Rīga, s. 31–46.

Āboltinš, O., Vaitekunas, P., Danilans, I., Karukapp, R., Klive, G., Raukas, A., Roshko, L., Chebotareva, N.S., Yanke, V. 1977. The Baltic ice stream. *In* Chebotareva, N.S. (ed.), *The structure and dynamics of the last ice sheet of Europe.* Nauka, Moscow, pp. 17–44.

Andrews, L.C., Catania, G.A., Hoffman, M.J., Gulley, J.D., Lüthi, M.P., Ryser, C., Neumann, T.A. 2014. Direct observations of evolving subglacial drainage beneath the Greenland Ice Sheet. *Nature,* 514, 80–83.

Baltrūnas, V., Karmaza, B., Dundulis, K., Gadeikis, S., Račkauskas, V., Šinkūnas, P., 2005. Characteristic of till formation during Baltija (Pomeranian) Stage of the Nemunas (Weichselian) Glaciation in Lithuania. *Geological Quarterly,* 49 (4), 15–26.

Baltrūnas, V., Waller, R.I., Kazakauskas, V., Paškauskas, S., Katinas, V. 2014. A comparative case study of subglacial bedforms in northern Lithuania and south-eastern Iceland. *Baltica,* 27, 75–92.

Baublys, A., Beconis, M., Kudaba, Č., Mikalauskas, A., Mikutienė, L. 1970. On relief of the Mūša River basin. *Transactions of Higher Schools of Lithuanian SSR. Geography and Geology*, 7, 95–104.

Benediktsson, Í.Ö., Schomakcer, A., Johnson, M. 2009. The Múlajökull Project: findings of the first field season. *In* Gudmundsson, S, Thorsteinsson, Th. (eds.), *Proceedings of the IGS Nordic Branch Meeting, Höfn, Iceland, October 29-31,* 2009, pp. 16–17.

Benn, D.I., Evans, D.J.A. 1998. *Glaciers and glaciation*. First edition. Arnold, London, 734 pp.

Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and glaciation*. Second edition. Hodder Education, London, 802 pp.

Bennett, M.R. 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews,* 53, 197–236.

Bennett, M.R. 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews,* 61, 309–339.

Bennett, M., Glasser, N. 2009. *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. Wiley, Oxford.

Bitinas, A. 1999. Some remarks on distribution and genesis of paleoincisions in the East Baltic area. *Geological Quaterly,* 43 (2), 183–188.

Bitinas, A. 2011. *Paskutinysis ledynmetis rytinės Baltijos regione* (Last Glacial in the Eastern Baltic region). Klaipėdos universiteto leidykla, Klaipėda, 154. pp.

Bitinas, A. 2012. New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews,* 44, 69–80.

Bitinas, A., Karmazienė, D., Jusienė, A. 2004. Glaciolacustrine kame terraces as an indicator of conditions of deglaciation in Lithuania. *Sedimentary Geology,* 165, 285–294.

Björnsson, H., Pálsson, F. 2008. Icelandic glaciers. *Jökull,* 58, 356–386.

Björnsson, H., Pálsson, F., Sigurđsson, O., Flowers, G.E. 2003. Surges of glaciers in Iceland. *Annals of Glaciology,* 36, 82–90.

Blažauskas, N., Jurgaitis, A., Šinkūnas, P. 2007. Patterns of Late Pleistocene proglacial fluvial sedimentation in the SE Lithuanian Plain. *Sedimentary Geology,* 193, 193–201.

Bouchard, M.A. 1989. Subglacial landforms and deposits in central and northern Quebec, Canada, with emphasis on Rogen moraines. *Sedimentary Geology,* 62, 293–308.

Boulton, G.S. 1976. The origin of glacially fluted surfaces – observations and theory. *Journal of Glaciology,* 17, 287–309.

Boulton, G.S. 1987. A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. *In* Menzies, J., Rose, J. (eds.), *Drumlin symposium*. Rotterdam, A.A. Balkema, pp. 25–80.

Boulton, G.S. 1996. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology,* 42, 43–62.

Boulton, G.S., Dobbie, K.E., Zatsepin, S., 2001. Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. *Quaternary International,* 86, 3–28.

Boulton, G.S., Lunn, R., Vidstrand, P., Zatsepin, S. 2007. Subglacial drainage by groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems: Part 1–glaciological observations. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1067–1090.

Boulton, G.S., Hagdorn, M., Maillot, P.B., Zatsepin, S. 2009. Drainage beneath ice sheets: groundwater-channel coupling, and the origin of esker systems from former ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 28, 621–638.

Brangulis, A.J., Kuršs, V., Misāns, J., Stinkulis, Ģ. 1998. *Latvijas ģeoloģija, 1:500 000 mēroga ģeoloģiskā karte un pirmskvartāra nogulumu apraksts*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.

Brennand, T.A. 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: Inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, 32, 263–293.

Burke, M.J., Brennand, T.A., Perkins, A.J. 2011. Erosional corridor evolution south-central British Columbia: insights from ground-penetrating radar surveys. *In Proceedings of Geohydro 2011*, Quebec City, Quebec.

Chapwanya, M., Clark, C.D., Fowler, A.C. 2011. Numerical computations of a theoretical model of ribbed moraine formation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1105–1112.

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. 2010. Emergent drumlins and their clones: from till dilatancy to flow instabilities. *Journal of Glaciology*, 51 (200), 1011–1025.

Clark, C.D., Stokes, C.R. 2003. Palaeo-Ice Stream Landsystem. *In* Evans, D.J.A. (ed.), *Glacial Landsystems*. London, Arnold, pp. 204–227.

Clark, C.D., Hughes, A.L.C., Greenwood, S.L., Spagnolo, M., Feliks, S.L. 2009. Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews*, 28, 677–692.

Creyts, T.T., Schoof, C.G. 2009. Drainage through subglacial water sheets. *Journal of Geophysical Research*, 114, F04008, doi:10.1029/2008JF001215.

Čepulytė, V. 1957. *Geomorfologicheskaya karta Litovskoi SSR*. Lietuvos TSR Moklsų Akademijos Geologijos ir gografijos institutas. Moksliniai pranešimai, Kvartero geologija ir geomorfologija, 4, 265–278.

Danilāns, I. 1961. *Kvartāra periods un tā nogulumi Latvijā*. Latvijas valsts izdevniecība, Rīga, 108 lpp.

Danilāns, I. 1970. Some results of studying the composition of Latvian till deposits for the clarification of lithological distinctions of tills of different age. *In* Danilāns, I. (ed.), *Problems of Quaternary geology, V*, Zinātne, Rīga, pp. 7–36.

Danilāns, I. 1972. An influence of subglacial surface on processes deglaciation and glacial morphogenesis. *Grām.* Goretskiy, G.I., Pogulayev, D.I., Shick, S.M. (red) Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneiy. Nauka, Moscow, pp. 19–22.

Danilāns, I. 1973. *Chetvertichnye otlozheniya Latvii*. Zinātne, Rīga, 312 s.

Danilāns, I. 1997. Pamatiežu virsa. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, lpp. 73–74.

Davies, B.J., Hambrey, M.J., Smellie, J.L., Carrivick, J.L., Glasser, N.F. 2012. Antarctic Peninsula Ice Sheet evolution during the Cenozoic Era. *Quaternary Science Reviews,* 31, 30–66.

Derīgo izrakteņu (būvmateriālu izejvielu, kūdras, sapropeļa un dziedniecības dūņu) krājumu bilance par 2012. gadu. 2013. LVĢMC, Rīga, 190 lpp.

Derīgo izrakteņu (būvmateriālu izejvielu, kūdras, sapropeļa un dziedniecības dūņu) krājumu bilance par 2013 gadu. 2014. LVĢMC, Rīga, 210 lpp.

Doss, B. 1910. Über das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins, Asar und Bänderton im nördlichen Litauen. ZSI Mineral, Stuttgart. Nr. 22, s. 723–731.

Dreimanis, A. 1935. *Šļūdoņa spiediena radītās iežu deformācijas Daugavas kreisajā krastā augšpus Doles salas*. Gulbis, Rīga.

Dreimanis, A. 1992. Downward injected till wedges and upward injected till dikes. *Sveriges Geologiska Undersokning Ser. Ca,* 81, 91–96.

Dreimanis, A., Zelčs, V. 1995. Pleistocene stratigraphy of Latvia. *In* Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (eds.), *Glacial Deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam/Brookfield, pp. 105–113.

Dreimanis, A., Zelčs, V. 1997. Glaciotectonic deformations along the bluffs of the River Daugava, Daugmale Ribbed Moraine Area, Central Latvian Lowland. *Abstracts of papers and posters. Field Symposium on Glacial Geology at the Baltic Sea Coast in Northern Germany. University of Kiel, 7-12 September 1997, The Peribaltic Group, INQUA Commission on Glaciation,* pp. 7–8.

Dreimanis, A., Zelčs, V. 1998. Daugmale ribbed moraine: Introduction to STOP 1. Stop 1: Internal structure and morphology of glaciotectonic landforms at Daugmale. *In* Zelčs, V. (ed.), *The INQUA Peribaltic Group Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia, May 25–31, 1998, Rīga, Latvia. Excursion guide*. University of Latvia, Rīga, pp. 3–14.

Dreimanis, A., Zelčs, V. 2004. STOP 13: The River Daugava Bluff Sections at the Ridge Kalnmuiža and Hill Krančkalns. *In* Zelčs, V. (ed.), *International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes, Western Latvia, September 12-17, 2004: Excursion Guide*. University of Latvia, Rīga, pp. 70–75.

Dunlop, P., Clark, C.D. 2006. The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quaternary Science Reviews,* 25, 1668–1691.

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, F03005, doi:10.1029/2007JF000954.

Eberhards, G. 1972a. Strojenije i razvitije dolin baseina reki Daugava. Zinātne, Rīga, 131 s.

Eberhards, G. 1972b. *Pieņemto zīmju un apzīmējumu sistēma ģeomorfoloģijā*. LVU, Rīga, 72 lpp.

Eberhards, G. 1972c. Subglacialnije lozbini i osobennosti ih razmescenija v predelah nizmennih raionov Latvii. *Uchoniye zapiski LGU,* v.162. Latvian State University press, Rīga, s.15–31.

Eberhards G. 1975. O nekotorykh osobennostjakh drevnikh vrezov na territorii Latvii i ikh formirovanii. *Grām.* Danilāns I. (red.), *Voprosi chetvertichnoy geologiji, s. 8*. Zinātne, Rīga, s. 24–30.

Eberhards, G. 1977. *Glaciālā ģeomorfoloģija*. P.Stučkas LVU, Rīga, 123. lpp.

Ely, J.C., Clark, C.D., Spagnolo, M., Stokes, C.R., Greenwood, S.L., Hughes, A.L.C., Dunlop, P., Hess, D. 2014. Demonstration of a subglacial bedform continuum: Is a unifying formation theory required? *EGU General Assembly Conference Abstracts,* 16, 5533.

Evans, D.J.A. 2005. *Glacial Landsystems.* London, Arnold, 544 pp.

Evans, D.J.A. 2011. Glacial landsystems of Satujökull, Iceland: A modern analogue for glacial landsystem overprinting by mountain icecaps. *Geomorphology*, 129, 225–237.

Evans, D.J.A., Benn, D. 2004. *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold, London, 266 pp.

Evans, D.J.A., Rea, B.R. 2003. Surging glacier landsystem. *In* Evans, D.J.A. (ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, UK, pp. 259–288.

Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A. 2006. Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews,* 78, 115–176.

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, 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.

Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology,* 30, 393–410.

Eyles, N., Boyce, J. I., Barendregt, R.W. 1999. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 123, 163–174.

Fisher, T.G., Jol, H.M., Boudreaua, A.M. 2005. Saginaw Lobe tunnel channels (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews,* 24, 2375–2391.

Fowler, A.C. 2000. An instability mechanism for drumlin formation. *In* Maltman, A.J., Hubbard, B., Hambrey, M.J. (eds.), *Deformation of Glacial Materials. Special Publications, 176.* Geological Society, London, pp. 307–319.

Fowler, A.C. 2010a. The formation of subglacial streams and mega-scale glacial lineations. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences,* (2123), 3181–3201.

Fowler, A.C. 2010b. The instability theory of drumlin formation applied to Newtonian viscous ice of finite depth. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences,* 466 (2121), 2673–2694.

Fowler, A.C., Chapwanya, M. 2014. An instability theory for the formation of ribbed moraine, drumlins and mega-scale glacial lineations. *Proceedings of the Royal Society. A* 470: 20140185. http://dx.doi.org/10.1098/rspa.2014.0185.

Fuller, S., Murray, T. 2002. Sedimentological investigations in the forefield of an Icelandic surge-type glacier: implications for the surge mechanism. *Quaternary Science Reviews,* 21, 1503–1520.

Gaigalas, A. 1971. General remarks on the Middle-Lithuanian Lowland. *In* Gudelis, V., Gaigalas, A. (eds.), Structure and morphogenesis of the Middle Lithuanian Morainic Plain. *Academy of Sciences of the Lithuanian SSR*, Vilnius, pp. 11–14.

Gaigalas, A. 1995. Glacial history of Lithuania. *In* Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P.L. (eds.), *Glacial deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam, pp. 127–137.

Gaigalas, A., Marcinkevičius, V. 1982. Bedded structure and genesis of forms of hollow-ridge glacial relief in North Lithuania. *Geologija,* 3, 69–79.

Ginters, G. 1978. Moreny Yuzhno-Kurzemskoy nizmennosti. *Grām.* Āboltiņš, O., Klane, V., Eberhards, G. (red.), *Problemy morfogeneza relyefa i paleogeografii Latvii. Latvian State University im. P. Stuchki*, Rīga, s. 99–107.

Golledge, N.R., Phillips, E. 2008. Sedimentology and architecture of De Geer moraines in the western Scottish Highlands, and implications for grounding-line glacier dynamics. *Sedimentary Geology,* 208, 1–14.

Grant, N.M. 1998. Subglacial meltwater features in central Saskatchewan. *In* Lehr, J.C., Selwood, H.J. (eds.), *Prarie perspectives: Geographical essays*, 1. University of Winnipeg, pp. 25–46.

Greenwood, S.L., Clark, C.D. 2008. Subglacial bedforms of the Irish ice sheet. *Journal of Maps,* v2008, 332–357.

Greenwood, S.L., Clark, C.D. 2009. Reconstructing the last Irish Ice Sheet 1: changing flow geometries and ice flow dynamics deciphered from the glacial landform record. *Quaternary Science Reviews,* 28, 3085–3100.

Greenwood, S.L., Clark, C.D. 2010. The sensitivity of subglacial bedform size and distribution to substrate lithological control. *Sedimentary Geology,* 232, 130–144.

Grewingk, K. 1879. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostichen Karten Liv-, Est- un Kurlands. *Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst-, und Kurlands, Ser. 1, Bd. VII*, pp. 3–23.

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.

Guobytė, R. 1998. *Quaternary Geological Map of Lithuania. Scale 1:200 000*. Geological Survey of Lithuania, Vilnius.

Guobytė, R. 2001. *Geomorfological map of Lithuania. Scale 1:200 000.* Geological Survey of Lithuania. Vilnius.

Guobytė, R. 2002. Lithuanian surface: geology, geomorphology and deglaciation. *Abstract of doctoral dissertation*. Vilnius University, Vilnius, 31 pp.

Guobytė, R. 2004. A brief outline of the Quaternary of Lithuania and the history of its investigation. *In* Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.), *Extent and Chronology of Glaciations, v.1* (Europe). Elsevier, The Netherlands [etc.], pp. 245–250.

Guobytė, R., Satkūnas, J. 2011. Pleistocene glaciations in Lithuania. *In* Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds.), *Quaternary Glaciations–Extent and Chronology: A Closer Look, vol. 15*. Elsevier, Amsterdam, pp. 231–246.

Hambrey, M.J., Glasser, N.F. 2005. Glaciers. Sedimantary processes. *In* Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (eds), *Encyclopedia of geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam [etc.], First edition, Vol 4., p. 676.

Hanvey, P.M. 1987. Sedimentology of lee-side stratification sequences in late-Pleistocene drumlins, north-west Ireland. *In* Menzies, J., Rose, J. (eds.), *Drumlin Symposium*. Rotterdam, Balkema, 241–253.

Hart, J.K. 1995. Drumlins, flutes and lineations at Vestari-Hagafellsjökull, Iceland. *Journal of Glaciology,* 41, 596–606.

Hart, J.K., Rose, J. 2001. Approaches to the study of the glacier deformation. *Quaternary International,* 86, (1), 45–58.

Hausen, H. 1913. Über die Entwickluneng der Oberflächenformen in der russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. *Fennia,* 34 (3), 142 pp.

Hättestrand, C. 1997. Ribbed moraines in Sweden – distribution pattern and palaeoglaciological implications. *Sedimentary Geology,* 111, 41–56.

Hättestrand, C., Kleman, J. 1999. Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews,* 18, 43–61.

Hättestrand, C., Götz, S., Näslund J-O., Fabel, D., Stroeven, A.P. 2004. Drumlin formation time: evidence from Northern and Central Sweden. *Geografiska Annaler Series A: Physical Geography,* 86(2), 155–167

Hess, D.P., Briner, J.P. 2009. Geospatial analysis of controls on subglacial bedform morphometry in the New York Drumlin Field – implications for Laurentide Ice Sheet Dynamics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1126–1135.

Hilmarsdóttir, Þ.H. 2013. Drumlin field at Múlajökull, central Iceland. *Master's thesis.* Faculty of EarthScience, University of Iceland, pp. 93.

Hindmarsh, R.C.A. 1998. Drumlinization and drumlin–forming instabilities. Viscous till mechanisms. *Journal of Glaciology,* 44, 293–314.

Hooke, R. LeB, Fastook, J. 2007. Thermal conditions at the bed of the Laurentide ice sheet in Maine during deglaciation: implications for esker formation. *Journal of Glaciology*, 183 (53), 646-658.

Hoppe, G. 1959. Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. *Geografiska Annaler,* 41, 193–212.

Hubbard, B., Glasser, N.F. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Wiley-Blackwell, 412. pp.

Hughes, A.L.C., Clark, C.D., Jordan, C.J. 2010. Subglacial bedforms of the last British Ice Sheet. *Journal of Maps,* 2010, 543–563.

IPCC, 2013. Summary for Policymakers. *In* Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jaunputniņš, A. 1961. Reljefs. *Grām.* Spriņģis, K. (atbild. red.) *Latvijas PSR ģeoloģija*. Latvijas PSR Zinātņu akadēmijas izdevniecība, Rīga, lpp. 194–214.

Jørgensen, F., Piotrowski, J. A. 2003. Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32, 242–255.

Johansson, P. 2003. Eskers and bedrock gorges (tunnel valleys) in the Pakasaivo area, western Finnish Lapland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 75, 5–15.

Johnson, M.D., Schomacker, A., Benediktsson, Í.Ö., Geiger, A.J., Ferguson, A. 2010. Active drumlin field revealed at the margin of Múlajökull, Iceland: a surge-type glacier. *Geology*, 38, 943–946.

Jónsson, S.A., Schomacker, A., Benediktsson, I.Ó., Ingólfsson, Ó., Johnson, M.D. 2014. The drumlin field and the geomorphology of the Múlajökull surge-type glacier, central Iceland. *Geomorphology*, 207, 213–220.

Juškevičs, V. 2000a. Kvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 10–31.

Juškevičs, V. 2000b. Kvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 2. l.

Juškevičs, V. 2000c. Zemkvartāra virsmas reljefa karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, l. l.

Juškevičs, V. 2001a. Kvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 32. lapa – Jelgava. Paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 9–18.

Juškevičs, V. 2001b. Kvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 32. lapa – Jelgava. Paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, 2. l.

Juškevičs, V., Burlakovs, J. 2001. Zemkvartāra virsmas reljefa karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 32. lapa – Jelgava. Paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, 1. l.

Juškevičs, V. Straume, J. Meirons, Z. 1981. *Latvijas PSR ģeomorfoloģiskā karte. M 1:500 000.* Latvijas PSR ģeoloģijas pārvalde, Rīga.

Kalm, V. 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of Scandinavian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 25, 960–975.

Kalm, V. 2012. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea, *Quaternary Science Reviews*, 44, 51–59.

Kalm, V., Raukas, A., Rattas, M., Lasberg, K. 2011. Pleistocene glaciations in Estonia. *In* Ehlers, J., Gibbard, P.L. Hughes, P.D. (eds), *Developments in Quaternary Science 15, 95–104*. Elsevier, Amsterdam.

Kalm, V., Gorlach, A. 2014. Impact of bedrock surface topography on spatial distribution of Quaternary sediments and on the flow pattern of late Weichselian glaciers on the East European Craton (Russian Plain). *Geomorphology*, 207, 1–9.

Karmazienė, D., Karmaza, B., Baltrūnas, V. 2013. Glacial geology of North Lithuanian ice marginal ridge and surrounding plains. *Baltica*, 26 (1), 57–70.

Kehew, A. E., Kozlowski, A. L. 2007. Tunnel Channels of the Saginaw Lobe, Michigan, USA. *In* Johansson, P., Sarala, P. (eds.), *Applied Quaternary research in the central part of glaciated terrain.* Geological Survey of Finland, Special Paper 46, 69–78.

Kehew, A.E., Esch, J.M., Kozlowski, A.L., Ewald, S.K. 2012. Glacial landsystems and dynamics of the Saginaw Lobe of the Laurentide Ice Sheet, Michigan, USA. *Quaternary International,* 260, 21–31.

Kerr, M., Eyles, N. 2007. Origin of drumlins on the floor of Lake Ontario and in upper New York State. *Sedimentary Geology,* 193, 7–20.

King, E.C., Woodward, J., Smith, A.M. 2007. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica. *Journal of Glaciology,* 53 (183), 665–672.

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 (8), 585–588.

Kjær, K.H., Krüger, J., van der Meer, J.J.M. 2003. What causes till thickness to change over distance? Answers from Mýrdalsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews,* 22, 1687–1700.

Kjær, K.H., Larsen, E., van der Meer, J.J.M., Ingólfsson, Ó., Krüger, J., Benediktsson, Í.Ö., Knudsen, C.G., Schomacker, A. 2006. Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: a new mechanism for rapid flowing ice. *Quaternary Science Reviews,* 25, 2704–2712.

Kjær, K.H., Korsgaard, N.J., Schomacker, A. 2008. Impact of multiple glacial surges - a geomorphological map from Brúarjökull, East Iceland. *Journal of Maps,* 4(1), 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., Borgström, I. 1996. Reconstruction of palaeo-ice sheets: The use of geomorphological data. *Earth Surface Processes and Landforms,* 21, 893–909.

Kleman, J., Hättestrand, C. 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature,* 402, 63–66.

Kleman, J., Borgström, I., Hättestrand, C. 1994. Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 111(3-4), 217–228.

Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I., Stroeven, A. 1997. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology,* 144, 283–99.

Kleman, J., Hättestrand, C., Stroeven, A.P., Janson, K.N., De Angelis, H., Borgström, I. 2006. Reconstruction of palaeo-ice sheets – inversion of their glacial geomorphological record. *In* Knight, P.G. (ed.), *Glacier Science and Environmental Change.* Blackwell, Oxford, pp. 192–8.

Knight, J. 2009. Significance of soft-sediment clasts in glacial outwash, Puget Sound, USA. *Sedimentary Geology,* 220, 126–133.

Knight, J., McCabe, A.M. 1997. Identification and significance of ice-flow-transverse subglacial ridges (Rogen moraines) in northern central Ireland. *Journal of Quaternary Science,* 12, 519–524.

Knudsen, Ó. 1995. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: An indicator of surge-type glacier behaviour. *Quaternary Science Reviews,* 14, 487–493.

Krievāns, M. 2014. The internal structure of the third terrace of the River Gauja and implications of its interpretation on paleohydrological reconstructions. *14th GeoConference on Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining, Conference proceedings Volume I. 17-26, June, 2014*. Albena, Bulgaria, pp. 325–332.

Krievāns, M., Rečs, A. 2012. Miegupes ielejas morfoloģija un veidošanās leduslaikmeta beigu posmā. *Acta Universitatis Latviensis Zemes un vides zinātņu sērija, 789*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 127–142.

Krievāns, M., Rečs, A. 2014. STOP 4: Internal structure and genesis of the sediments underlying Terrace III of the River Gauja at Dukuļi farmhouse and Valmiera town. *In* Zelčs, V., Nartišs, M. (eds.), *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014*. University of Latvia, Rīga, pp. 32–36.

Krüger, J., Thomsen, H.H. 1984. Morphology, stratigraphy, and genesis of small drumlins in front of Myrdalsjökull, south Iceland. *Journal of Glaciology,* 30, 94–105.

Kupffer, K.R. 1911. *Baltische Landeskunde. Atlas. Enthaltend 28 tafeln und 6 karten.* Verlag von G. Löffler, Rīga, s. 82.

Lamsters, K., 2011. Madlienas nolaidenuma glaciotektoniskās reljefa formas. *Latvijas Universitātes raksti, Zemes un vides zinātnes,* 767. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 48–62.

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., Ošs, R. 2012. Zemgales rievoto morēnu izplatība, morfoloģija un iekšējā uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Krāj.* Zelčs, V. (red.), *Latvijas Universitātes Raksti. Zemes un vides zinātnes,* 789. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 52–65.

Lamsters, K., Zelčs, V. 2013. Glacial lineations in the Central Latvian Lowland and adjoining plains of North Lithuania. *Abstracts of International Field Symposium – Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania*. Lithuanian Geological Survey, Vilnius, pp. 62–64.

Lamsters, K., Zelčs, V. *In press.* Subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe, SE Baltic. *Quaternary International,* xxx (2014), doi:10.1016/j.quaint.2014.10.006.

Lamsters, K., Karušs, J., Bērziņš, D. 2015. Glaciālās reljefa formas deglaciētajā teritorijā un ledus struktūra Mulajegidla (Múlajökull) izvadledāja malas zonā (Centrālā Islande). *Krāj.* Zelčs, V. (red.), *Latvijas Universitātes raksti. Zemes un vides zinātnes*. Latvijas Universitāte, Rīga (pieņemts publicēšanai)

Larter, R.D., Graham, A.G.C., Gohl, K., Kuhn, G., Hillenbrand, C.-D., Smith, J.A., Deen, T.J., Livermore, R.A., Schenke, H.-W. 2009. Subglacial bedforms reveal complex basal regime in a zone of paleo-ice stream convergence, Amundsen Sea embayment, West Antarctica. *Geology,* 37(5), 411–414.

Lasberg, K., Kalm, V. 2013. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas*, 42(4), 995–1007.

Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra. 2014. LĢIA Latvijas 5. cikla (2013.-2015. gads) ortofoto karšu mozaīka. Webpage. Pieejams: http://kartes.geo.lu.lv [2014-01-12].

Lavrushin, Y.A. 1976. *Stroyenie i formirovanie osnovnykh moren materikovykh oledenenii*. Nauka, Moscow, 235 s.

Le Brocq, A., Ross, N., Griggs, J., Bingham, R., Corr, H.F.J., Ferraccioli, F., Siegert, M.J. 2013. Evidence from ice shelves for channelized meltwater flow beneath the Antarctic Ice Sheet. *Nature Geoscience*, 6(11), 945–948.

Lee, J.R., Phillips, E.R. 2008. Progressive soft sediment deformation within a subglacial shear zone-a hybrid mosaic-pervasive deformation model for Middle Pleistocene glaciotectonised sediments from eastern England. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1350–1362.

Lesemann, J-E., Alsop, G.I., Piotrowski, J.A. 2010. Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3212–3229.

Levkov, E. 1980. *Glaciotektonika*. Nauka i tehnika, Minsk, 280 s.

Lindén, M., Möller, P. 2005. Marginal formation of De Geer moraines and their implications to the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science*, 20, 113–133.

Lindén, M., Möller, P., Adrielsson, L. 2008. Ribbed moraine formed by subglacial folding, thrust stacking and lee-side cavity infill. *Boreas*, 37, 102–131.

Livingstone, S.J., O Cofaigh, C., Stokes, C.R., Hillenbrand, C.-D., Vieli, A., Jamieson, S.S.R. 2012. Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, 111(1-2), 90–128.

Lundqvist, J. 1989. Rogen (ribbed) moraine – identification and possible origin. *Sedimentary Geology*, 62, 281–292.

Lundqvist, J. 1997. Rogen moraine – an example of two-step formation of glacial landscapes. *Sedimentary Geology*, 111, 27–40.

Lüthgens, C., Krbetschek, M., Böse, M., Fuchs, M. C. 2010. Optically stimulated luminescence dating of fluvioglacial (sandur) sediments from north-eastern Germany. *Quaternary Geochronology*, 5(2), 237–243.

Markots, A. 1996. Osveidīgās reljefa formas salveida glaciostruktūru – akumulatīvajās augstienēs. *LU 55. zinātniskās konferences tēzes un programmas*. Latvijas Universitāte, Rīga, 33. lpp.

Markots, A. 1997. Tutāns. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba, 4. sēj.* Preses nams, Rīga, 240 lpp.

Markots, A., Zelčs, V., Strautnieks, I. 1995. Zabegi exposure – Feimanka microglaciodepression. *In* Schirmer (ed.), *INQUA Quaternary field trips in Central Europe. C-3 Baltic Traverse.* Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, Germany, pp.159–160.

Markots, A., Strautnieks, I., Zelčs, V. 2012. Morēnas nogulumu trīsdimensionāli telpiskā izplatība un fācijas ledus kontakta nogāzē. *Krāj. Latvijas Universitātes 70. Zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 197–199.

Meirons, Z. 1986. Stratigraphy of Pleistocene deposits in Latvia. *In* Kondratiene, O., Mikalauskas, A. (eds.), *Issledovaniya lednikovykh obrazovaniy Pribaltiki*. AN Litovskoi SSR, Vilnius, pp. 69–81.

Meirons, Z. 2002a. Kvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 9–19.

Meirons, Z. 2002b. Kvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 2. l.

Meirons, Z., Straume, J. 1979. Cenozoic group. *In* Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (eds.), *Geologicheskoe stroyenie i poleznye iskopayemye Latvii*. Zinātne, Rīga, s. 176–268.

Meirons, Z., Goldfarbs, J. 2002. Zemkvartāra virsmas reljefa karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 1. l.

Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V. 1976. Main varieties of the marginal formations and deglaciation of the last glaciation in the territory of the Latvian SSR. *In* Danilāns, I. (ed.), *Problems of Quaternary Geology*, 9. Zinātne, Rīga, pp. 50–73.

Menzies, J. 1979a. A review of the literature on the formation and location of drumlins. *Earth Science Reviews,* 14(4), 315–359.

Menzies, J., 1979b. The mechanics of drumlin formation with particular reference to the change in pore–water content of the till. *Journal of Glaciology,* 22(87), 373–384.

Menzies, J. 2002. *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann, Oxford [etc.], pp. 576.

Menzies, J., Rose, J. 1989. Subglacial bedforms: an introduction. *Sedimentary Geology,* 62, 117–122.

Menzies, J., Shilts, W.W. 2002. Subglacial environments. *In* Menzies, J. (ed.), Modern and Past Glacial Environments. Butterworth-Heinemann. Oxford, U.K, pp. 183–278.

Menzies, J., Brand, U. 2007. The internal sediment architecture of a drumlin, Port Byron, New York State, USA. *Quaternary Science Reviews*, 26(3–4), 322–335.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews,* 13, 1–62.

Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In* Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5, 597–604.

Mikalauskas, A., Mikutiené, L. 1971. Fluvioglacialnije obrazovanije. *In* Gudelis, V., Gaigalas, A. (eds.), *Stroenie i morfogenez sredne-litovskoj morennoj ravniny*. Vilnius. Akademija Nauk Litovskoj SSR. Otdel Geografii, s. 92–124.

Molodkov, A., Dreimanis, A., Āboltins, O., Raukas, A. 1998. The age of Portlandia arctica shells from glacial deposits of Central Latvia: an answer to a controversy on the age and genesis of their enclosing sediments. *Quaternary Geochronology,* 17, 1077–1094.

Molodkov A., Bitinas A., Damušytė A. 2010. IR-OSL studies of till and inter-till deposits from the Lithuanian Maritime Region. *Quaternary Geochronology*, 5(2–3), 263–268.

Moore, J.C., Pälli, A., Ludwig, F., Blatter, H., Jania, J., Gadek, B., Glowacki, P., Mochnacki, D., Isaksson, E. 1999. High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. *Journal of Glaciology*, 45, 524–532.

Mortensen, H. 1924. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens. *Geologisches Archiven Königsberg Bd. 3, H. 1/2*, pp. 1–93.

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, 161–180.

Murray, A., Wintle, A. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements,* 32, 57–73.

Mūrnieks, A. 2001a. Pirmskvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 32. lapa – Jelgava. Paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, lpp. 5–9.

Mūrnieks, A. 2001b. Pirmskvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 32. lapa – Jelgava. Paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, 1. l.

Mūrnieks, A. 2002a. Pirmskvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 5–9.

Mūrnieks, A. 2002b. Pirmskvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 1. l.

Mūrnieks, A., Guseva, L. 2003a. Pirmskvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1:200 000. 34. lapa – Jēkabpils, 24. lapa – Daugavpils. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 5–9.

Mūrnieks, A., Guseva, L. 2003b. Pirmskvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1:200 000. 34. lapa – Jēkabpils, 24. lapa – Daugavpils. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 1. l.

Narloch, W., Piotrowski, J.A., Wysota, W., Larsen, N.K., Menzies, J. 2012. The signature of strain magnitude in tills associated with the Vistula Ice Stream of the Scandinavian Ice Sheet, central Poland. *Quaternary Science Reviews,* 57, 105–120.

Nye, J. 1973. Water at the bed of glacier. *International Associations for Scientific Hydrology*, 95, 189–194.

Ó Cofaigh, C. 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography,* 20, 1–19.

Ó Cofaigh, C. Dowdeswell, J.A. Evans, J., Larter, R.D., 2008. Geological constraints on Antarctic palaeo-ice stream retreat. *Earth Surface Processes and Landforms,* 33 (4), 513–525.

Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.D., King, E.C., Anderson, J.B., Clark, C.D., Evans, D.J.A., Evans, J.S.O., Hindmarsh, R.C.A., Larter, R.D., Stokes, C.R. 2010. Comment on Shaw J., Pugin, A. and Young, R. (2008): "A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations", Geomorphology, 102, 364–375. *Geomorphology,* 117, 195–198.

Ó Cofaigh, C., Stokes, C.R., Lian, O.B., Clark, C.D., Tulacyzk, S. 2013. Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 2. Sedimentology and stratigraphy. *Quaternary Science Reviews,* 77, 210–227.

Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 480 pp.

Patterson, C.J., Hooke, R.Le B. 1995. Physical environment of drumlin formation. *Journal of Glaciology,* 41(137), 30–38.

Pelletier, J.D. 2008. *Quantitative Modeling of Earth Surface Processes*. Cambridge University Press, Cambridge [etc.], pp. 174 –183.

Pērkons, V.A. 1957. K voprosu o stratigrafii pleystotsenonovykh otlozheniy Latviyskoy SSR. *In Trudy regionalnogo soveschaniya po izucheniyu chetvertichnykh otlozheniy Pribaltiki i Belorussii,* 4. Vilnius, s. 175–187.

Piotrowski, J.A., Kraus, A. 1997. Response of sediment to ice sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier bed stability. *Journal of Glaciology,* 43, 495–502.

Piotrowski, J.A., Mickelson, D.M., Tulaczyk, S., Krzyszkowski, D., Junge, F. 2001. Were subglacial deforming beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International,* 86, 139–150.

Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Junge, F.W. 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quaternary Science Reviews,* 23, 993–1000.

Pomeranceva, R., Brangulis, A., 2000a. Pirmskvartāra nogulumi. *Krāj.* Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 5–10.

Pomeranceva, R., Brangulis, A., 2000b. Pirmskvartāra nogulumu karte. *Krāj.* Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 200 000. 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži. Paskaidrojuma teksts un kartes.* Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 1. l.

Popovs, K., Saks, T., Jātnieks, J., Ukass, J. 2013. *Subkvartāra virsmas reljefa modelis Latvijas un Igaunijas teritorijai. Latvijas Universitātes 71. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, Ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes.* LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, lpp. 360–361.

Prest, V.K. 1975. Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada Paper 67-57,* Ottawa, 32 pp.

Putniņš, A., Celiņš, I. 2012. Ledāja plūsmas virzienu un deglaciācijas fāžu saistība ar zemledāja kušanas ūdeņu veidotajām lineārajām reljefa formām Latvijā. *Krāj.* Oļehnovičs D., Zuģicka I. (sast.), *Daugavpils Universitātes 53.starptautiskās zinātniskās konferences materiāli. Proceedings of the 53rd International Scientific Conference of Daugavpils University*. Daugavpils Universitātes Akadēmiskais apgāds "Saule", Daugavpils.

Rattas, M. 2004. Subglacial environments in the formation of drumlins – The case of the Saadjärve Drumlin Field, Estonia. *Dissertationes Geologicae Universitatis Tartuensis.* Tartu University Press, Tartu, 117. pp.

Rattas, M., Piotrowski, J.A. 2003. Influence of bedrock permeability and till grain size on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an east – Baltic Weichselian ice stream. *Boreas,* 32 (1), 167–177.

Raukas, A., Āboltiņš, O., Gaigalas, A. 1995. The Baltic States. Overview. *In* Shirmer, W. (ed.), *Quaternary field trips in Central Europe 1*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 146–151.

Raukas, A. 2009. When and how did the continental ice retreat from Estonia? *Quaternary International*, 207, 50–57.

Raukas, A., Stankowski, W.T.J., Zelčs, V., Šinkunas, P. 2010. Chronology of the last deglaciation in the South-Eastern Baltic Region on the basis of Recent OSL dates. *Geochronometria*, 36, 47–54, doi 10.2478/v10003-010-0011-7.

Rignot, E., Kanagaratnam, P. 2006. Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 311 (5763), 986–990.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B. 2011. Ice flow of the Antarctic ice sheet. *Science*, 333 (6048), 1427–1430.

Rinterknecht, V.R., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E J., Marks, L., Zelčs, V., Lunkka, J.-P., Pavlovskaya, I.E., Piotrowski, J.A., Raukas, A. 2006. The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, 311 (5766), 1449–1452.

Rinterknecht, V.R., Bitinas, A., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Brook, E.J. 2008. Timing of the last deglaciation in Lithuania. *Boreas*, 37(3), 426–433.

Rodnight, H., Duller, G.A.T., Wintle, A.G., Tooth, S. 2006. Assessing the reproducibility and accuracy of optical dating of fluvial deposits. *Quaternary Geochronology*, 1, 109–120.

Rose, J. 1987. Drumlins as part of a glacier bedform continuum. *In* Menzies, J., Rose, J. (eds.), *Drumlin Symposium*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 103–116.

Rowan, A.V., Roberts, H.M., Jones, M.A., Duller, G.A.T., Covey-Crump, S.J., Brocklehurst, S.H. 2012. Optically stimulated luminescence dating of glaciofluvial sediments on the Canterbury Plains, South Island, New Zealand. *Quaternary Geochronology*, 8, 10–22.

Röthlisberger, H. 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 16, 177–203.

Saarnisto, M., Saarinen, T. 2001. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*, 31, 387–405.

Saintenoy, A., Friedt, J.-M., Booth, A.D., Tolle, F., Bernard, E., Laffly, D., Marlin, C., Griselin, M. 2013. Deriving ice thickness, glacier volume and bedrock morphology of the Austre Lovénbreen (Svalbard) using Ground-penetrating Radar. *Near Surface Geophysics*, 11, 253–261.

Saks, T., Strautnieks, I., Zelčs, V., Segliņš, I. 2010. Pleistocēna nogulumu deformācijas un ledāja plūsmas virzieni Austrumkursas augstienes Spārnenes līdzenumā. *Krāj. Latvijas Universitātes 68. Zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 365. lpp.

Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V. 2012a. Subglacial bed deformation and dynamics of the Apriķi glacial tongue, W Latvia. *Boreas*, 41(1), 124–140.

Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V. 2012b. OSL dating of Middle Weichselian age shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. *Quaternary Science Reviews*, 44, 60–68.

Sakson, M., Segliņš, V. 1990. The section of the pre-Linkuvian interstadial deposits from Savaiņi at Dobele. *In* Miidel, A., Molodkov, A.N. (eds.), *Chetvertichniy period: metody issledovanyia, stratigrafiya i ekologiya.* Tezisy VII Vsesojuznogo soveschaniya po izucheniyu chetvertichogo perioda, Tallin, pp. 88–89.

Sarala, P. 2006. Ribbed moraine stratigraphy and formation in southern Finnish Lapland. *Journal of Quaternary Science,* 21, 387–398.

Sarala, P. 2007. Glacial morphology and ice lobation in southern Finnish Lapland. *In* Johansson, P., Sarala, P. (eds.), Applied Quaternary research in the central part of glaciated terrain. *Proceedings of the INQUA Peribaltic Group Field Symposium, September 11–15, 2006, Oulanka biological research station, Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper, 46, 9–18.

Satkūnas, J., Grigiene, A., Jusiene, A., Damusyte, A., Mazeika, J. 2009. Middle Weichselian paleolacustrine basin in the Venta river valley and vicinity (northwest Lithuania), exemplified by the Purviai outcrop. *Quaternary International,* 207, 14–25.

Satkūnas J., Grigienė A. 2012. Eemian-Weichselian palaeoenvironmental record from the Mickūnai glacial depression (Eastern Lithuania). *Geologija,* 54, 35–51.

Savvaitovs, A., Straume, J. 1963. On the question of twin strata in the moraine of Valdai glaciation in the area between the lower reaches of the rivers Daugava and Gauja. *In* Danilāns, I. (ed.), *Questions on Quaternary geology 2*. Academy of Sciences of Latvian SSR, Rīga, pp. 71–86.

Schomacker, A., Benediktsson I.Ö., Ingólfsson, Ó. 2014. The Eyjabakkajökull glacial landsystem, Iceland: Geomorphic impact of multiple surges. *Geomorphology,* 218, 98–107.

Schoof, C. 2007. Pressure-dependent viscosity and interfacial instability in coupled ice-sediment flow. *Journal of Fluid Mechanics,* 570, 227–252.

Segliņš, V., Stinkule, A., Stinkulis, Ģ. 2013. D*erīgie izrakteņi Latvijā*. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 184. lpp.

Serebryanny, L.R., Raukas, A. 1966. Transbaltiiskie korreljatsii kraevykh lednikovykh obrazovanii pozdnego pleistotsena. *In* Grinchuk, V.P., Kind, N.V., Ravskiy, E.I. (eds.), *Verkhnij plejstotsen, stratigrafiya i absolyutnaya geokhronologiya*. Nauka, Moscow, pp. 12–28.

Shaw, J. 1983. Drumlin formation related to inverted meltwater erosional marks. *Journal of Glaciology,* 29, 461–479.

Shaw, J. 2002. The meltwater hypothesis for subglacial bedforms. *Quaternatary Interational*, 90, 5–22.

Shaw, J., Gilbert, R. 1990. Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State. *Geology*, 18, 1169–1172.

Shaw, J., Faragini, D.M., Kvill, D.R., Rains, B.R. 2000. The Athabasca fluting field, Alberta, Canada: implications for the formation of large-scale fluting (erosional lineations). *Quaternary Science Reviews,* 19 (10), 959–980.

Shaw, J., Pugin, A., Young, R.R. 2008. A meltwater origin for Antarctic shelf bedforms with special attention to megalineations. *Geomorphology,* 102, 364-375.

SIA Envirotech. 2011. *GIS Latvija 10.0*. Webpage. SIA Envirotech Pieejams: http://www.envirotech.lv/index.php?v=1&s1_id=396

Sleinis, I. 1936. Latvijas reljefs. *Grām.* Malta, N., Galenieks, P. (red.), *Latvijas zeme, daba un tauta, 1.sēj.* Valters un Rapa, Rīga, lpp. 129–158.

Smalley, I.J., Unwin, D.J. 1968. The formation and shapes of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields. *Journal of Glaciology,* 7, 377–390.

Smith, A.M., Murray, T., Nicholls, K.W., Makinson, K.., Adalgeirsdottir, G., Behar, A., Vaughan, D.G. 2007 Rapid erosion, drumlin formation, and changing hydrology beneath an Antarctic ice stream. *Geology*, 35 (2), 127–130.

Smith, A.M., Murray, T. 2009. Bedform topography and basal conditions beneath a fast-flowing West Antarctic ice stream. *Quaternary Science Reviews,* 28, 584–596.

Smith, A.M., Bentley, C.R., Bingham, R.G., Jordan, T.A. 2012. Rapid subglacial erosion beneath Pine Island Glacier, West Antarctica, *Geophysical Research Letters,* 39, L12501, doi:10.1029/2012GL051651.

Smith, J.A., Hillenbrand, C.D., Larter, R.D., Graham, A.G., Kuhn, G. 2009. The sediment infill of subglacial meltwater channels on the West Antarctic continental shelf. *Quaternary Research,* 71(2), 190–200.

Sollid, J.L., Sorbel, L. 1994. Distribution of Glacial Landforms in Southern Norway in Relation to the Thermal Regime of the Last Continental Ice Sheet. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography,* 76 (1/2), 25–35.

Spagnolo, M., Clark, C.D., Hughes A.L.C., Dunlop, P., Stokes, C.R. 2010. The planar shape of drumlins. *Sedimentary Geology,* 232, 119–129.

Spagnolo, M., Clark, C.D., Hughes A.L.C., Dunlop, P. 2011. The topography of drumlins; assessing their long profile shape. *Earth Surface Processes and Landforms,* 36, 790–804.

Spagnolo, M., Clark, C.D., Hughes A.L.C. 2012. Drumlin relief. *Geomorphology,* 153-154, 179–191.

Spagnolo, M., Clark, C.D., Ely, J.C., Stokes, CR., 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.

Spencer, J.Q., Owen, L.A. 2004. Optically stimulated luminescence dating of Late Quaternary glaciogenic sediments in the upper Hunza valley: validating the timing of glaciation and assessing dating methods. *Quaternary Science Reviews,* 23(1), 175–191.

Spriņģis, K.Y., Pērkons, V.A. 1960. Osnovnyecherty stratigrafii pleystotsenonovykh otlozheniy Latviyskoy SSR. *In Dvadtsaty Mezhdunarodny geologicheskiy kongress. Doklady sovetskikh geologov. Problema 4. Khronologiya i klimat chetvertichnogo perioda.* Izdatelstvo AN SSSR, Moskva, s. 90–104.

Stokes, C.R., Clark C.D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews,* 20, 1437–1457.

Stokes, C.R., Clark C.D. 2002. Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas,* 31(3), 239–249.

Stokes, C.R., Clark, C.D., Lian, O.B., Tulaczyk, S. 2006. Geomorphological map of ribbed moraines on the Dubawnt Lake palaeo-ice stream bed: a signature of ice stream shutdown? *Journal of Maps,* v2006, 1-9. 10.4113/jom.2006.43

Stokes, C.R., Clark, C.D., Lian, O., Tulaczyk, S. 2007. Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews,* 81(3-4), 217–249.

Stokes, C.R., Lian, O.B., Tulaczyk, S., Clark, C.D. 2008. Superimposition of ribbed moraines on a paleo-ice-stream bed: implications for ice stream dynamics and shutdown. *Earth Surface Processes and Landforms,* 33, 593–609.

Stokes, C.R., Spagnolo, M., Clark, C.D. 2011. The composition and internal structure of drumlins: Complexity, commonality, and implications for a unifying theory of their formation. *Earth-Science Reviews,* 107, 398–422.

Stokes, C.R., Fowler, A.C., Clark, C.D., Hindmarsh, R.C.A., Spagnolo, M. 2013a. The instability theory of drumlin formation and its explanation of their varied composition and internal structure. *Quaternary Science Reviews,* 62, 77–96.

Stokes, C.R., Spagnolo, M., Clark, C.D., Cofaigh, C.O., Lian, O.B., Dunstone, R.B. 2013b. 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., Stokes, C.R., Evans, D.J.A. 2014a. Morphometry and pattern of a large sample (>20,000) of Canadian eskers and implications for subglacial drainage beneath ice sheets. *Quaternary Science Reviews,* 105, 1–25.

Storrar, R.D., Stokes, C.R., Evans, D.J.A. 2014b. Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Geology,* 42, 239–242.

Straume, J. 1968. Morfologiya i stroyeniye drumlinov Yugo-Zapadnoy Latvii. *Krāj.* Suveizdis, P. (red.), *Materialy 5-oy konferentsii geologov Pribaltiki i Belorussii. Periodika*, Vilnius, s. 286–289.

Straume, J. 1970. Fabric and structure of osar deposits of the southern margin of Eastern Kurzeme and Zemgale Plain. *Problems of Quaternary geology, 5,* pp. 109–115.

Straume, J. 1979. Geomorfologija. *Grām.* Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (red.), *Geologicheskoje strojenie i poleznyje iskopajemyje Latvii*. Zinātne, Rīga, s. 297–439.

Strautnieks, I. 1998. *Austrumkursas augstienes glacigēnais reljefs un tā ģenēze.* Promocijas darba kopsavilkums. Latvijas Universitāte, Rīga, 55 lpp.

Strautnieks, I., Grīne, I., Armans, J. 2015. Rievotās morēnas Zebrenes apkārtnē. *Krāj. Latvijas Universitātes 73. Zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 254–256.

Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I, Dowdeswell, J.A, Funderf, S., Gataullin, V., Henriksena, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubbertenk, H.W, Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjæri, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lysså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessens, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Steins, R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews,* 23, 1229–1271.

Takčidi, E. 1999. *Datu bāzes "Urbumi" dokumentācija*, Rīga.

Thrasher, I.M., Mauz, B., Chiverrell, R.C., Lang, A., Thomas, G.S.P. 2009. Testing an approach to OSL dating of Late Devensian glaciofluvial sediments of the British Isles. *Journal of Quaternary Science,* 24, 785–801.

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.

Van der Meer, J.J.M., Menzies, J., Rose, J. 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews,* 22, 1659–1685.

Van der Vegt, P., Janszen, A., Moscariello, A. 2012. Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. *In* Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D.P., Dixon, R.J., Moscariello, A., Craig, J. (eds.), *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems, 368*. Geological Society, London, Special Publication, pp. 75–97.

Veinbergs, I. 1972. Marginalnye formi relyefa (na primere Zapadnoy Latvii). *In* Goretskiy, G.I., Pogulayev, D.I., Shick, S.M. (eds.), *Krayevye obrazovaniya materikovykh oledeneniy*. Nauka, Moscow. s. 37–45.

Waller, R.I., Van Dijk, T.A.G.P., Knudsen, O. 2008. Subglacial bedforms and conditions associated with the 1991 surge of Skeioararjokull, Iceland. *Boreas,* 37(2), 179–194.

Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 286. pp.

Wohlfarth, B. 2013. A review of Early Weichselian climate (MIS 5d-a) in Europe. *Technical Report TR-13-03*. Department of Geological Sciences, Stockholm University, 70 pp.

Wysota, W. 2002. *Stratigrafia i środnowiska sedimentacji zlowacenia wisly w południowej części dolnego Powiśla*. Universytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń, 144 pp.

Zāns, V. 1933. Osi un citi diluviālie veidojumi Limbažu apkārtnē. *Latvijas Universitātes Ģeoloģijas institūta raksti Nr. 30,* lpp. 2–20.

Zāns, V. 1935a. Glaciālās skrambas un frikcijas parādības Latvijas pamatiežos. *Grām. Ģeogrāfiski raksti (Folia Geographica), V*. Rīga, lpp. 63–84.

Zāns, V. 1935b. Snorāju oss Dobeles apkārtnē un Zemgales līdzenuma malas josla. *Grām. Raksti par Kurzemi, 64*. Latvju Kultūra, Rīga. lpp. 73–85

Zāns, V. 1936. Leduslaikmets un pēcleduslaikmets Latvijā. *Grām.* Malta, N. un Galenieks, P. (red.), *Latvijas zeme, daba un tauta 1*. Valters un Rapa, Rīga, lpp. 49–127.

Zāns, V., Dreimanis, A., 1936. Ein Fund von Portlandia (Yoldia) arctica Gray in Lettland. *Latvijas Bioloģijas biedrības raksti V*, Rīga, lpp. 67–77.

Zelčs, V. 1986a. Osobennosti morfologiji, strojenhije i genezise Kangarskih ozovih rjad. In: Āboltiņš, O. (otv. red.) *Morfogenez relhjefa i paleogeografiya Latviji*. Latvijskij Gosudarstveniy Universitet, Rīga, s. 69–87.

Zelčs, V. 1986b. Njekotorije raznovidnostji ozov coprjazhennih c dolinoobrazovanymi formami podchetverthicnoj poverhnostji na teritoriji Crednjelatvijskoj gljaciodepressionnoj njizmennostji. *In* Āboltiņš, O. (otv. red.) *Morfogenez relhjefa i paleogeografiya Latviji*. Latviyskiy Gosudarstveniy Universitet, Rīga, s. 95–121.

Zelčs V. 1993a. Diverģentā tipa glaciodepresiju zemieņu glaciotektoniskās reljefa formas. *Disertācijas rakstu sērijas kopsavilkums*, Latvijas Universitāte, Rīga, 105. lpp.

Zelčs V. 1993b. The Iecava Drumlin Field and the Daugmale Ribbed Moraine Field. *In* Raukas A. (ed.), *Pleistocene Stratigraphy, Ice Marginal Formations and Deglaciation of the Baltic States.* Tallinn, 1993, pp. 41–44.

Zelčs, V. 1993c. Middle-Latvian Uval Moraine Area. *In* Raukas, A. (ed.), *Pleistocene Stratigraphy, Ice Marginal Formations and Deglaciation of the Baltic States. Excursion guide. June 14-19, 1993. IGCP Project 253, Termination of the Pleistocene Peribaltic Group*. Estonian Academy of Sciences, Tallinn, pp. 44–46.

Zelčs, V. 1993d. Limbaži uval moraine area. *In* Raukas, A. (ed.), *Pleistocene Stratigraphy, Ice Marginal Formations and Deglaciation of the Baltic States. Excursion guide. June 14-19, 1993. IGCP Project 253, Termination of the Pleistocene, Peribaltic Group*. Estonian Academy of Sciences, Tallin, pp. 29–30.

Zelčs, V. 1995a. Idumejas augstiene. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 2. sēj. Latvijas Enciklopēdija*, Rīga, lpp. 160–161.

Zelčs, V. 1995b. Iecavas drumlinu lauks. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 2. sēj. Latvijas Enciklopēdija*, Rīga, 162 lpp.

Zelčs, V. 1995c. Metsepoles līdzenums. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 3. sēj. Latvijas Enciklopēdija*, Rīga, lpp. 230–232.

Zelčs, V. 1997a. Morēnuvāli, krumlini. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, 13. lpp.

Zelčs, V. 1997b. Oss. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, lpp. 60–61.

Zelčs, V. 1997c. Pampāļu paugurvalnis. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 4. sēj.* Preses nams, Rīga, 75. lpp.

Zelčs, V. 1998a. Viduslatvijas zemiene. *Grām*. Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 6. sēj*. Preses nams, Rīga, lpp. 71–73.

Zelčs, V. 1998b. Glaciotectonic drumlin types in Latvia. *In* Zelčs, V. (ed.), The INQUA *Peribaltic Group Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia, May 25–31, 1998, Rīga, Latvia. Abstracts of papers and posters*. University of Latvia, Rīga, pp. 63–65.

Zelčs, V. 1998c. Valles grēda. *Grām*. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. *Latvijas daba. 6. sēj*. Preses nams, Rīga, 30. lpp.

Zelčs, V. 1998d. Taurkalnes līdzenums. *Grām.* Kavacs, G. (red), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 5. sēj.* Preses Nams, Rīga, lpp. 204–206.

Zelčs, V. 1998e. Sēlijas paugurvalnis. *Grām.* Kavacs, G. (red), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 5. sēj.* Preses Nams, Rīga, lpp. 73–74.

Zelčs, V. 1999. Rievotās morēnas Latvijā. *Krāj.* Kļaviņš, M. (red.), *Zeme, Daba, Cilvēks, LU 57. konferences Ģeogrāfijas un ģeoloģijas un vides zinātnes sekcija*, Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 149–163.

Zelčs, 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, 2000, pp. 56–58.

Zelčs, V. 2001. Main varieties of glaciotectonic drumlins in Latvia. *In 6th International Drumlin Symposium, June 17–23, 2001, Torun, Poland. Abstracts*, Nicholas Copernicus University, pp. 37–38.

Zelčs, V., Šteins, V. 1989. Latvijas daba un fizioģeogrāfiskie rajoni. *Zinātne un Tehnika,* 7.

Zelčs, V., Markots, A., Strautnieks, I. 1990. Protsess formirovanija drumlinov Srednelatvijskoj gliatsiodepressionnoj nizmennosti. *Krāj.* Eberhards, G., Zelčs, V., Vanaga, A. (red.), *Acta Universitatis Latviensis*, 547. Latvijas Universitāte, Rīga, s. 111–130.

Zelčs, V., Dreimanis, A. 1997. Morphology, Internal Structure and Genesis of the Burtnieks Drumlin Field, Northern Vidzeme, Latvia. *Sedimentary Geology,* 111, 73–90.

Zelčs, V., Markots, A. 2004. Deglaciation history of Latvia. *In* Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.), *Extent and Chronology of Glaciations, v.1* (Europe). Elsevier, The Netherlands [etc.], pp. 225–244.

Zelčs, V., Dzelzītis, J., Markots, A. 2004. Ledāja plūsmas virzieni Latvijā pēdējā apledojuma laikā. *Krāj. Latvijas Universitātes 62. zinātniskā konference. Ģeogrāfija. Ģeoloģija. Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 185–187.

Zelčs, V., Markots, A., Nartišs, M., Saks, T. 2011. Pleistocene Glaciations in Latvia. *In* Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes P.D. (eds.), *Quaternary glaciations – extent and chronology: A Closer Look, vol. 15*. Elsevier, Amsterdam, pp. 221–229.

Zieliński, T. 1989. Lithofacies and palaeoenvironmental characteristics of the Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae,* 59, 249–270.

Zieliński, T., van Loon, A.J. 2002. Present-day sandurs are not representative of the geological record. *Sedimentary Geology*, 152, 1–5.

Zieliński, T., van Loon, A.J. 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32, 590–611

Nepublicētie materiāli

Ābola, B. 1982. *Atskaite par smilts–grants meklēšanas darbiem Ogres rajona p/s "Madliena" teritorijā*. Latgiprodortrans, Rīga (VĢF Inv. Nr. 10027), 37 lpp.

Ābola, B. 1983. *Atskaite par ģeoloģiskās izmeklēšanas darbiem smilts atradnē "Zādzene II" Ogres rajonā*. Latgiprodortrans, Rīga (VĢF Inv. Nr. 10107), 22 lpp.

Bērziņa, I., Lukševičs, J. 2009. *Pārskats par ģeoloģiskās izpētes darbiem smilts atradnē "Viesturi", Madlienas pagasts, Ogres rajons, Iecirkņu "Viesturi 1" un "Viesturi 2" izdalīšana.* SIA "Geotech", Rīga (VĢF Inv. Nr. 20492), 60 lpp.

Bukšs, U. 2008. Osi un to veidošanās apstākļi ziemeļrietumu Vidzemē. *Maģistra darbs*. Latvijas Universitāte, Rīga, 66 lpp.

Bukšs U., Lukševičs J. 2008. *Ģeoloģiskās izpētes pārskats par smilts atradni "Aizvējas" (zemes gabals "Ormaņi"), Rīgas rajons, Baldones l.t. (papildu izpēte).* SIA "Geotech", Rīga (VĢF Inv. Nr. 19813), 51 lpp.

Driķis, V., Sluka, J., Proņņikova, L., Krilova, T. 1980. *Otchet o rezulhtatah kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi sjemki so sjemkoi chetvertichnih otlozhenhij masshtaba 1:50 000 dlha celhei melhiorativnogo stroitelhstva v Bauskom raione.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, 446 lpp. VĢF inv. Nr. 09698.

Ertners J. 2009. *Pārskats par smilts atradnes "Lāču karjers" ģeoloģisko izpēti, Tērvetes pagasts, Tērvetes novads*. Ceļuprojekts, Rīga, 40 lpp. VĢF inv. Nr. 20852.

Gavrilova, A., Straume, J., Tracevskis, G., Feldmans, L, Juškevičs, V. 1962. *Geologicheskoje strojenije i hidrogeologicceskiji uslovije teritorii lista O–35–XXV. Otchot*

Ogrskoj kompljeksnoj GSP po rabotam, 1959–1960 g. Tom I, Kniga II, 503 s. Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga. VĢF inv. Nr. 03104.

Gavrilova A., Ginters, G., Tukāne, V., Kovaļenko, Ž., Taņiševs, A., Vitomska, N. 1975. *Otchet o kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzenerno-geologicheskoi sjemke M 1:50 000 v predelah listov O-34-129-A,B,V,G i 0-34-130-A,B,G, 1973–1975.g.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, 600 lpp. VĢF inv. Nr. 09429.

Ginters, G. 1975. Ģeomorfoloģiskā karte. *Grām.* Gavrilova A., Ginters, G., Tukāne, V., Kovaļenko, Ž., Taņiševs, A., Vitomska, N. 1975. *Otchet o kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzenerno-geologicheskoi sjemke M 1:50 000 v predelah listov O-34-129-A,B,V,G i 0-34-130-A,B,G, 1973–1975.g.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga. VĢF inv. Nr. 09429.

Ginters, G., Taņiševs, A. 1975. Kvartāra nogulumu ģeoloģiskā karte. *Grām.* Gavrilova A., Ginters, G., Tukāne, V., Kovaļenko, Ž., Taņiševs, A., Vitomska, N. 1975. *Otchet o kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzenerno-geologicheskoi sjemke M 1:50 000 v predelah listov O-34-129-A,B,V,G i 0-34-130-A,B,G, 1973–1975.g.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, VĢF inv. Nr. 09429.

Kalniņš, J., Venskis, A., Venteris, M., Kupruks, E. 1991. *Atskaite par ģeoloģiskās izpētes darbiem Aizkraukles rajona Vecbebru lauksaimniecības tehnikuma Brencēnu smilts atradnē.* Meliorprojekts, Rīga, 18 lpp. VĢF Inv. Nr. 11886.

LVĢMC DB "Urbumi". *Latvijas urbumu datu bāze*. Pieejama saskaņā ar ESF aktivitātes "Cilvēkresursu piesaiste zinātnei" projektu "Starpnozaru zinātnieku grupas modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem," projekta Nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 noteikumiem.

Mironovs, G., Vācele, V., Vasiļjeva, V., Karpickis, V., Ķipēna, M. 1962. *Geologicheskoje strojenije i hidrogeologicceskiji uslovije teritorii lista O–35–XXVI. Otchot Vidzemskoj kompljeksnoj GSP po rabotam, 1959–1960 g.* Tom I, 431 s. Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga. VĢF inv. Nr. 03109.

Nartišs, N. 2014. Ledājkušanas ūdeņu baseini Ziemeļvidzemes un Vidusgaujas zemienēs Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā. *Disertācija*. Latvijas Universitāte, Rīga, 142 lpp.

Naumenko, J., Jankins, J. 1999. *Pārskats par sadzīves un rūpniecisko atkritumu izgāztuvei perspektīva iecirkņs "Mašēni" inženierģeoloģisko pētījumu rezultātiem.* SIA "Ģeoloģiskais un ģeofiziskais centrs", Rīga, 78 lpp. VĢF Inv. Nr. 12083.

Oinonen, M., Eskola, K. O. 2009. *Research report – Luminescence dating of Latvian samples*, Purchase identification No. LU 2008/I-269, part 1 (16 samples), Helsinki, p. 5.

Ošs, R. 2013. Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā. *Maģistra darbs*. Latvijas Universitāte, Rīga, 78 lpp.

Rozītis, J., Ertners, J. 2011. *Pārskats par smilts atradnes "Skudru Lāči" ģeoloģisko izpēti Tērvetes pagasts, Tērvetes novads.* Ceļuprojekts, Rīga, 44 lpp. VĢF Inv. Nr. 22250.

Saks, T. 2010. Middle and Late Weichselian paraglacial and subglacial environments in the coastal plains of western Latvia. *Doctoral thesis*. (Disertationes Geologicae Universitatas Latviensis No. 15), University of Latvia, Rīga, 82 pp.

Sleinis, J. 1955. *Ogres Kangaru grants atradnes meklēšanas un izpētes darbu pārskats*. Latgiprogorstroj, Rīga, 149 lpp.

Sluka, J. 1980. Ģeomorfoloģiskā un kvartāra nogulumu karte (O-35-121 V,G; O-35-122 V,G; 0-35-133 A,B; 0-35-134 A). *Grām.* Driķis, V., Sluka, J., Proņņikova, L., Krilova, T. *Otchet o rezulhtatah kompleksnoi gidrogeologicheskoi i inzhenerno-geologicheskoi sjemki so sjemkoi chetvertichnih otlozhenhij masshtaba 1:50 000 dlha celhei melhiorativnogo stroitelhstva v Bauskom raione, 1977–1980.* Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga, 1., 5. piel. VĢF inv. Nr. 09698.

Znudova, L. 2011. Iekšzemes kāpas Viduslatvijas zemienes austrumu daļā. *Maģistra darbs*. Latvijas Universitāte, Rīga, 65 lpp.

Kartogrāfiskais materiāls

LR Armijas štāba Ģeodēzijas un topogrāfijas daļas 1928. – 1932. g. izdotās topogrāfiskās kartes M 1:75 000 ar horizontāļu šķēluma augstumu 2 asis (4,267 m).

VĢD kvartāra nogulumu karšu mozaīka mērogā 1:200 000. Vektordatu formātā. Pieejams saskaņā ar ESF aktivitātes "Cilvēkresursu piesaiste zinātnei" projekta "Starpnozaru zinātnieku grupas modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem," projekta Nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 noteikumiem.

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:50 000 (1942. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 10 m; 1983. g. izdevums)

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:25 000 (1963. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 5 m; 1969. – 1979. g. izdevums pēc 1951. g. rekognoscijas datiem).

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:10 000 (1963. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 2 m; 1976. g. izdevums pēc 1971. g. rekognoscijas datiem).

PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1:10 000 (1942. g. koord. sistēma, horizontāļu šķēluma augstums 2 m; 1976. g. izdevums pēc 1971. g. rekognoscijas datiem).

LU ĢZZF Karšu pārlūks

TOPO 10K PSRS. *Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:50 000*. LU ĢZZF WMS. Pieejams http://kartes.geo.lu.lv

TOPO 25K PSRS. *Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīkas mērogā 1:50 000.* LU ĢZZF WMS. Pieejams http://kartes.geo.lu.lv

ORTOFOTO 5. *LĢIA Latvijas 5. etapa ortofoto karšu mozaīka.* LU ĢZZF WMS. Pieejams http://kartes.geo.lu.lv