

DISERTATIONES GEOLOGICAE
UNIVERSITAS LATVIENSIS
NR. 30



Kristaps Lamsters

**FENOSKANDIJAS LEDUS VAIROGA
ZEMGALES LOBA SUBGLACIĀLĀ RELJEFA
SISTĒMAS UN DINAMIKA**

PROMOCIJAS DARBA KOPSAVILKUMS

Doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozarē
Apakšnozare: kvartārģeoloģija un ģeomorfoloģija

Rīga, 2015

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



LATVIJAS
UNIVERSITĀTE
ANNO 1919

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

IEGULDĪJUMS TAVĀ NĀKOTNĒ

Darba forma: disertācija ģeoloģijas nozarē, kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas apakšnozarē.

Promocijas darba vadītājs:

Vitālijs Zelčs, profesors, *Dr. geol.*, Latvijas Universitāte

Recenzenti:

Albertas Bitinas, profesors, *Dr. geol.*, Klaipēdas Universitāte (Lietuva)

Juris Soms, *Dr. geol.*, Daugavpils Universitāte

Valdis Segliņš, profesors, *Dr. geol.*, Latvijas Universitāte

Promocijas padomes sastāvs:

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

Ervīns Lukševičs, profesors, *Dr. geol.* – padomes priekšsēdētājs

Valdis Segliņš, profesors, *Dr. geol.*

Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, *Dr. geol.* – padomes sekretārs

Vitālijs Zelčs, profesors, *Dr. geol.* – padomes priekšsēdētāja vietnieks

Promocijas darbs pieņemts aizstāvēšanai ar Latvijas Universitātes Ģeoloģijas promocijas padomes 2015. gada 14. maija sēdes lēmumu Nr. 3/2015.

Promocijas darba atklāta 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: Ģirts.Stinkulis@lu.lv

© Kristaps Lamsters, 2015

© Latvijas Universitāte, 2015

ISBN 978-9934-18-034-7

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 glaciotehtoniskās 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 apledošanas noslēguma posmā.

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

Darbā izmantotie saīsinājumi

DEM – digitālais augstuma modelis

ĢIS – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas

ka – kiloannum – tūkstoši gadu pirms mūsdienām

LĢIA – Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra

LIDAR (*Laser Illuminated Detection and Ranging*) – 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

OSL – optiski stimulētā luminescence

SRTM – *Shuttle Radar* topogrāfiskā misija

SATURS

IEVADS	5
1. PĒTĪJUMU TERITORIJAS GLACIĀLI ĢEOLOĢISKS RAKSTUROJUMS UN AGRĀKIE PĒTĪJUMI	10
2. MŪSDIENU UZSKATI PAR LEDĀJA GULTNES PROCESIEM UN VEIDOJUMIEM	16
3. MATERIĀLI UN METODEDES	19
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA	22
4.1. Zemgales ledus loba subglaciālā reljefa formu sistēmas, izkārtojums un morfoloģija	22
4.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu iekšējā uzbūve	29
4.3. Optiski stimulētās luminiscences datēšanas rezultāti	36
5. DISKUSIJA	39
5.1. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu morfoloģija, izkārtojums un saistība ar subkvartārās virsmas topogrāfiju un uzbūvi	39
5.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu iekšējā uzbūve un nogulumu vecums	41
5.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās	44
5.4. Zemgales ledus loba paleoglacioloģiskie un deglaciācijas apstākļi	45
SECINĀJUMI	47
PUBLIKĀCIJU SARAKSTS	99
IZMANTOTĀ LITERATŪRA	102

IEVADS

Pētījuma tēmas aktualitāte ir saistīta ar pieaugošu pētījumu apjomu par ledāju lielplūsmu dinamiku, ko nosaka mūsdienu globālās klimata pārmaiņas, novērotā globālās temperatūras celšanās un iespējamā ledāju kušanas ietekme uz jūras līmeņa paaugstināšanos (IPCC, 2013), Mūsdienās ātras ledāju lielplūsmas drenē Grenlandes un Antarktīkas 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). 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. 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 formas atklātas zem Antarktīkas ledāju paleo-plūsmām (Davies et al., 2012; Livingstone et al., 2012) un ātrām mūsdienu lielplūsmām, kur tās veidojas deformācijas gultnes apgabalos dažādu gadu desmitu laikā (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009;).

Ledāja kustība gadījumā, ja ledājs ir silti bāzēts un tā gultni veido deformējami nogulumi, galvenokārt norisinās bazālās slidēšanas un gultnes deformācijas veidā (Boulton, 1996; Menzies, 2002). Šiem procesiem ir izšķiroša loma uz subglaciālo gultnes formu veidošanos, tomēr viedokļi par zemledāja deformācijas izplatību un dziļumu ir atšķirīgi (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2001; van der Meer et al., 2003), tāpat arī ledāja-gultnes mijiedarbības mehānisms ir zināms tikai vispārīgi. J. A. Piotrovskis u. c. (Piotrowski et al., 2004) apgalvo, ka ledāja gultni veido mozaika no deformējamiem un stabiliem apgabaliem, ko apstiprina arī pētījumi par subglaciālajiem procesiem zem mūsdienu lielplūsmām Antarktīkā (King et al., 2007; Smith, Murray, 2009). Ledāja gultnes mozaikveida deformācijas modelis ir ietverts teorijā par 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). Tas nosaka nepieciešamību pievērst pastiprinātu uzmanību subglaciālajiem procesiem un to liecībām ledāja gultnes nogulumos. Tas ir darīts arī šajā darbā, pētot subglaciālo reljefa formu uzbūvi, īpaši glaciotektonisko struktūru izplatību.

Subglaciālās reljefa formas un šīs formas veidojošie nogulumi un struktūras atspoguļo apstākļus, kādi dominēja ledāju lielplūsmās, noteica to attīstību un degradāciju, tādēļ šo reljefa formu izplatības un veidošanās mehānismu apzināšana Zemgales loba gultnē dod nozīmīgu ieguldījumu ledāja dinamikas, ledus-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.

Ziemeļlietuvā veiktie reljefa formu izplatības un uzbūves pētījumi ir vispārīgi (Guobyte, 2004; Guobyte, 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 loba paleoglacioloģiju aplūkot kompleksi Latvijas un Lietuvas teritorijās. Agrāko pētījumu rezultāti par pēdējā apledojuuma deglaciāciju un pleistocēna hronoloģiju Baltijā (Guobyte, 2004; Zelčs, Markots, 2004; Kalm, 2006, 2012; Rinterknecht et al., 2006, 2008; Raukas et al., 2010; Guobyte, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011; Bitinas, 2012) liecina par stratigrāfiskām un malas veidojumu joslu saskaņošanas problēmām starpvalstu līmenī. Šajā darbā, pamatojoties uz agrāko un šī pētījuma datiem, ir piedāvāta autora interpretācija par subglaciālo reljefa formu izvietojuma, morfoloģijas un uzbūves likumsakarībām, 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 vides rekonstrukcijām, reljefa formu komplicētās uzbūves jautājumiem, kas attiecas uz kvartāra derīgo izrakteņu 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 zemiene un iesniedzas arī Ziemeļlietuvās līdzenumos. Mūsdienu ledāju (Evans, Rea, 2003; Schomacker et al., 2014) un seno pleistocēna ledāju plūsmu/lobu pētījumos (Clark, Stokes, 2003; Kehew et al., 2012) ļoti veiksmīgi ir izmantota glaciālo reljefa formu sistēmu pieeja (Evans, 2005), uz kuras pamata arī šajā darbā tiek risināti Zemgales loba paleoglacioloģijas, īpaši deglaciācijas jautājumi. Šāda pieeja, kurā reljefa formas tiek izmantotas, lai rekonstruētu ledus plūsmu attīstību, dinamiku un subglaciālos procesus, ir plaši izmantota pasaulē. Arī šajā pētījumā ir risināti ledus loba dinamikas jautājumi, 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.

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 izplatību, morfoloģiju, saistību ar ledāja gultnes nogulumu izplatību, litoloģiju u. c. īpašībām. Lai iegūtu datus par subglaciālo reljefa formu izplatību un morfoloģiju, reljefa formu kartēšanai Ziemeļlietuvā un atsevišķos apgabalos Latvijā, izmantoti reljefa modeļi, kuri iegūti no lāzerskenēšanas datiem (LIDAR). Pārējā teritorijā 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 glaciotehtonisko struktūru analīzes metodes (Āboltiņš, 1989; 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 datēšanu ar 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

Zemgales loba subglaciālās gultnes reljefa formas veido paraģenētisko asociāciju, kurā ietilpst plūdlinijas 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 glaciodynamiskās 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 plūdlinijas 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 apgabalēm, 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 glaciodynamiskajiem 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 Ziemeļlietuvās 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 morfoloģisko 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 starptautiskajās un 6 vietēja mēroga zinātniskajās konferencēs.

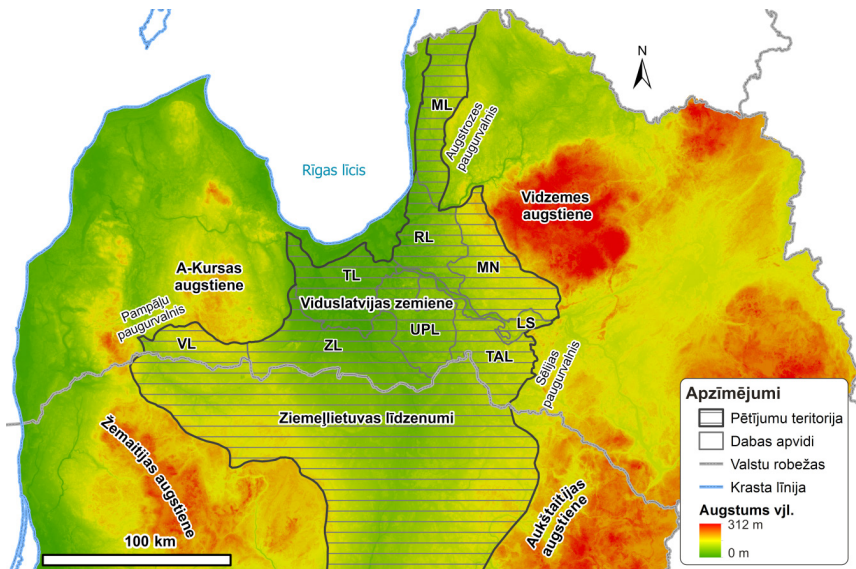
Pateicības

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.

Autors izsaka vislielāko pateicību zinātniskajam vadītājam prof. Vitālijam Zelčam par atbalstu, palīdzību pētījumu veikšanā un padomiem disertācijas izstrādāšanā. Liels paldies *Dr. geol. Edytai Kaļinskai-Nartišai* par smilts nogulumu absolūtā vecuma noteikšanu ar OSL metodi. Paldies manam kursa biedram Armandam Bernaus, ģeologam Reinim Ošam, kolēģim Mārim Krievānam un citiem par palīdzību lauka pētījumos. 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.

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, 1998), savukārt Lietuvā ietver Ziemeļlietuvas un Viduslietuvas zemienes līdzenumus (Guobytė, Satkūnas, 2011). Pētījumu teritorija lielākoties atrodas pēdējā Fenoskandijas ledu vairoga perifēriālās segas iekšējā zonā (Straume, 1979; Āboltiņš, 1989; Zelčs, Markots, 2004). Rietumkursas, Austrumkursas, Ziemeļkursas, Idumejas, Vidzemes, Žemaitijas un Aukštaitijas augstienes, kā arī Augstrozes, Pampāņu un Sēlijas starplobu paugurvaļņi norobežo pētījumu teritoriju un nošķir to no citām zemienēm (Straume, 1979; Dreimanis, Zelčs, 1995; Zelčs, Markots, 2004). Viduslatvijas zemiene pieder diverģentā tipa glaciodepresiju zemieņu tipam (Zelčs, 1993a) un tā atrodas pamatiežu virsmas lielpazeminājumā.



1.1. attēls. Pētījumu teritorijas novietojums un dabas apvidu robežas. Pamatnē SRTM digitālais augstuma modelis. 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.

Būtiskākie vēsturiskie pētījumi par Viduslatvijas zemienes reljefu ir saistīti ar 19.gs. beigām un 20.gs. sākumu (Grewingk, 1879; Doss, 1910; Kupffer, 1911; Hausen, 1913; Mortensen, 1924). Pirmās nozīmīgās publikācijas par pētījumu teritorijas reljefa formām latviešu valodā uzraksta V. Zāns (1933, 1936), kurš īpaši apskata osus un apkopo ledāja skrambu mērījumu rezultātus, savukārt A. Dreimanis (1935) pirmais pēta ledāja radītās deformācijas Daugavas krastos. Turpmākie nozīmīgie pārskata un speciālo pētījumu rezultāti tiek publicēti padomju laikā. Tie saistās ar teritorijas ģeoloģiskās attīstības, reljefa veidošanās, kvartāra nogulumu izplatības, sastāva un uzkrāšanās, ledāja morfoģenēzes un deglaciācijas, kā arī atsevišķiem stratigrāfiska rakstura pētījumiem (Danilāns, 1961, 1973; Āboltiņš, 1963, 1970; Savvaitovs, Straume, 1963; Straume, 1968, 1970, 1979; Āboltiņš et al., 1975; Eberhards, 1972a, b, 1975; Ginters, 1978; Zelčs, 1986a, b; Zelčs, Šteins, 1989; Zelčs et al., 1990). Būtiski kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas pētījumu attīstībā bija arī ģeoloģiskās kartēšanas darbi 1:50 000, 1:200 000 un 1:500 000 mērogā.

Pētījumu teritorijas reljefs galvenokārt veidojās Gulbenes un Linkuvas oscilācijas fāžu laikā, vēlajā Vislas apledojumā aktivizējoties Rīgas ledus lielplūsmas (Āboltiņš et al., 1977) Zemgales lobam, kas dēvēts arī par Viduslatvijas lobu (Straume, 1979; Āboltiņš, 1989). Zemgales loba reaktivizācija notika asinhroni Fenoskandijas ledusvairoga pēdējā apledojuma deglaciācijas laikā (Bitinas, 2012). Lobam bija izteikti diverģents raksturs, par ko liecina plūdlīnijas reljefa formu garenasu izkārtojums (Lamsters, Zelčs, in press). Zemgales loba maksimālo izplatību Linkuvas oscilācijas laikā iezīmē Linkuvas gala morēna (Āboltiņš, 1970) jeb Ziemeļlietuvas marginālā grēda (Karmazienē et al., 2013). Viduslatvijas zemienes DA daļā Linkuvas fāzes malas veidojumi ir Valles grēda (Āboltiņš, 1970) un Lielvārdes–Jūdažu malas veidojumu josla (Āboltiņš, 1970). Linkuvas oscilācijas fāze korelējas ar Ziemeļlietuvas fāzi Lietuvā (Zelčs et al., 2011). Viduslatvijas zemienes ZA daļā Linkuvas fāzes laikā Zemgales un Burtņieka ledus lobu saplūdes zonā izveidojās Augstrozes paugurvalnis, savukārt tādi malas veidojumi, kā Alojas–Puikules un Dīriķu vaļņi, kas nošķir Metsepoles līdzenumu no Ziemeļvidzemes zemienes Burtņieku līdzenuma ir attiecināmi uz Valdemārpils fāzi (Zelčs, 1995), ar ko saistāmi arī Sējas, Bīriņu vaļņi un Pociema grēda, kas nodala Metsepoles līdzenumu no Idumejas augstienes Limbažu viļņotā līdzenuma. Metsepoles līdzenuma robeža ar Piejūras zemieni R ir pa Baltijas ledus ezera BgII un BgIII stadiju krasta līnijām (ibid.). Gulbenes oscilācijas fāze tiek korelēta ar Viduslietuvas fāzi (Zelčs et al., 2011), ko marķē Viduslietuvas marginālā grēda (Guobyte, Satkūnas, 2011), Daudzevas, Zalves vaļņi un Pilskalnes paugurgrēda Taurkalnes līdzenumā, un Pampāļu paugurvalnis Vadakstes līdzenumā. Pētījumu teritorijas A daļa robežojas ar Sēlijas starplobu paugurvalni un tā turpinājumu Daugavas labajā krastā – Pļaviņu valni, kuri pēc jaunākajām rekonstrukcijām (Zelčs et al., 2011) izveidojās Kaldabruņas fāzes laikā, kas korelējas ar Dienvidlietuvas fāzi Lietuvā. Sēlijas paugurvaļņa pamatnē ir pamatiežu pacēlumu virkne ar ielejveida iegrauzumu

sapozmojumu, kuros ir konstatēta iespējamā Kurzemes (Zāles) apledojuuma morēna (Meirons, 2002a).

Mūsdienu reljefā pētījumu teritorijā dominē ledāja veidotas radiālās un transversās subglaciālās gultnes reljefa formas – galvenokārt drumlini un rievotās morēnas (Zelčs, 1993a, b; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press), kas ir pētīti no divdesmitā gadsimta sākuma (Doss, 1910; 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 pārstāv rievoto morēnu Zemgales (agrāk arī – Daugmales) paveids (Zelčs, 1993a, b, 1999; Dreimanis, Zelčs, 1998), lai gan sākotnēji daļa no tām klasificēja kā marginālos veidojumus (Āboltiņš, 1970). Zemgales rievoto morēnu galvenais izplatības areāls plešas Upmales paugurlīdzenumā starp Iecavas drumlinu lauku rietumos un Valles grēdu austrumos. Baldones apkārtņē sastopamās reljefa formas agrāk uzskatīja par kēmiem (Danilāns, 1961; Straume, 1979), jo to uzbūvē dominē smilšainie nogulumi, bet jaunākie šī darba autora un līdzautoru veikto pētījumu rezultāti norāda uz to glaciotektonisko izcelsmi, un ļauj tās pieskaitīt pie komplikētām rievotajām morēnām (Lamsters, Ošs, 2012, Lamsters, Zelčs, in press).

Drumlini Viduslatvijas zemienē grupējas, veidojot četrus izteiktus drumlinu laukus: Vadakstes, Zemgales, Iecavas un Madlienas (Zelčs, 1993a, c, d; Zelčs et al., 1990; Lamsters, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). Pirmie trīs drumlinu lauki turpinās arī Ziemeļlietuvas līdzenumos. Vadakstes (agrāk arī – Dienvidkurzemes pēc Straume, 1968, 1979) un Madlienas (agrāk arī – Viduslatvijas pēc Zelčs, 1993a) drumlinu lauki veidojās Viduslietuvas oscilācijas fāzes laikā, bet pārējie radušies Ziemeļlietuvas fāzes laikā. Limbažu viļņotajā līdzenumā atrodas Limbažu drumlinu lauks. Neliels drumlinu areāls atrodas arī starp Limbažu (Limbažu–Nabes senlejas Z daļa) un Jumpravmuižas subglaciālajām iegultnēm. Daļu no apkārtnes ielejveida pazeminājumiem aizņem osi un osveida formas jeb pēc O. Āboltiņa (1989) lietotās terminoloģijas – tutāni. No šīm formām, kuru kodolus veido dažāda materiāla diapirkrokas, izteiksmīgākie ir Jumpravmuižas un Svētupes osi (Zāns, 1933). Plašas glaciofluviālās deltas aiz ielejveida pazeminājumu distālajām daļām liecina, ka šajos subkvartārās virsmas pazeminājumos deglaciācijas noslēguma posmā attīstījās tuneļielejas. Arī Limbažu viļņotajā līdzenumā iesniedzas iespējamās Limbažu–Nabes un Aģes tuneļielejas, kuru distālajās daļās atrodas Aģes, Sāruma, Ērgļu kalna un citi osi. Limbažu apkārtnes ezerus šķērsojošās osveida formas sākotnēji ir dēvētas par ezerosiem (Zāns, 1933), jo tās iestiepjas apkārtnes ezeros. Kopumā Viduslatvijas zemienes lielākā osu daļa ir koncentrēta zonā starp Viļķeni ziemeļos un Bārbeli dienvidos, un to veidošanās saistīta ar ledāja atkāpšanos no Ziemeļlietuvas malas veidojumiem.

Taurkalnes līdzenumā nelieli drumlini ir tikai tā DA daļā starp Mēmeli un Dienvidsusēju. Lietuvā tie krasi robežojas ar lielizmēra glaciālajiem lineamentiem, dažviet ir uzguldīti tiem virsū. Pārējā līdzenuma daļā ir izplatīti Daudzevas sprostezera smilšainie nogulumi (Meirons, 2002b), kas ir cēlonis tam, ka

teritorijā gandrīz nav sastopamas 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. Taurkalnes līdzenuma R daļu šķērso Taurkalnes valnis, kurš, iespējams, iezīmē īslaicīgu ledāja malas stabilizāciju Viduslietuvās oscilācijas fāzes laikā.

Plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas Ziemeļlietuvās līdzenumu ZA daļā, pamatojoties uz jaunāko pētījumu rezultātiem (Lamsters, Zelčs, in press) ir saucamas par lielizmēra glaciālajiem lineamentiem. Tie ir tikuši klasificēti kā drumlini (Čepulytė, 1957), flūtingi (Lavrushin, 1976; Gaigalas, Marcinkevičius, 1982), erozijas formas, kas saglabājušās starp ledājukušanas ūdeņu kanāliem (Gaigalas, 1971; Mikalauškas, Mikutienė, 1971), akumulatīvi ledāja malas veidojumi (Baublys et al., 1970) vai lēzeni sānu morēnas vaļņi (Eberhards, 1977). Jaunākajā lietuviešu pētnieku publikācijā tie dēvēti par megalineamentiem (Baltrūnas et al., 2014). Pārējās plūdlīnijas subglaciālās gultnes formas Ziemeļlietuvā arī ir dēvētas dažādos terminos, vēlāk saistībā ar to morfoloģiju un glaciotekoniskajām deformācijas struktūrām tās ir galvenokārt klasificētas kā drumlini vai drumlinoīdi (Zelčs et al., 1990; Zelčs, 1993a; Guobytė, 2004; Guobytė, Satkūnas, 2011; Karmazienė et al., 2013).

Kvartāra nogulumu biezums Viduslatvijas zemienē 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). Plānākā kvartāra nogulumu sega 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 tā ir tikai 2–8 m (Juškevičs, 2000a, 2001a; Meirons, 2002a; Zelčs, Markots, 2004).

Kvartāra nogulumus pētījumu teritorijā pārsvarā veido nevienmērīga 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) 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). Granulometriskā un petrogrāfiskā sastāva atšķirības morēnas slāņiem mēdz būt ļoti līdzīgas (Mironovs u. c., 1962; Āboltiņš, 1963; Ginters, 1978), kas apgrūtina to stratigrāfisko iedalīšanu. Pētījuma teritorijā viena apledojuma morēnas nogulumi parasti veido divus, bet reizēm vairākus slāņus. Proksimāli no Ziemeļlietuvās 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 slāņi ir atrasti pamatiežu

pazeminājumos Vadakstes līdzenumā (Straume, 1968; Ginters, 1978; Juškevičs, 2001). Ziemeļlietuvā ir konstatēti pat četri morēnas slāņi (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982; Baltrūnas et al., 2005), no kuriem apakšējais tiek pieskaitīts Grūdas stadijas (Gaigalas, 1995; Guobytė, 2004) jeb pēdējā apledojuuma 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) un citviet, kur morēna ir glaciotektoniski deformēta (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004).

Kopumā morēnas nogulumu stratigrāfiskais iedalījums pētījumu teritorijā ir complicēts un to stratigrāfiskā piederība joprojām nav viennozīmīgi skaidra, jo trūkst kvalitatīvu datēšanas rezultātu. Risinot līdzīgas problēmas Rietumlatvijā (Saks et al., 2012), ir, piemēram, pierādīts, ka augšējais tumšpelēkais morēnas slānis ir uzkrājies vēlā Vislas apledojuuma laikā, nevis Kurzemes apledojumā, kā uzskatīja agrāk. Autora pētījumu laikā arī ir konstatēti pelēkas morēnas slāņi Mašēnu un Lāču karjeros, kuru stratigrāfiskā piederība nav viennozīmīgi nosakāma, lai gan līdzīga morēna atsegumos pie Daugmales, kas atrodas netālu no Mašēnu karjera, ir interpretēta kā Kurzemes apledojuuma morēna, jo tā nesatur *Portlandia arctica* molusku čaulas, kuras ir raksturīgas agrā Vislas laika posma baseina nogulumiem, kuri atrautu veidā ir asimilēti ledājā un no Rīgas līča pārvietoti tālāk sauszemē pēdējā apledojuuma maksimālās transgresijas laikā (Molodkov et al., 1998; Dreimanis, Zelčs, 1995, 1998). Morēnas nogulumu pētījumu teritorijā neveido vienlaidus segu. Arī starpmorēnu smilšaino nogulumu saguluma apstākļi pozitīvajās reljefa formās mēdz būt complicēti (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004). Tādēļ vairāki pētnieki (Levkov, 1980; Āboltiņš, 1989; Zelčs, 1993a) ir uzsvēruši glaciotektonisko deformāciju nozīmīgo lomu drumlinu un rievoto morēnu iekšējā uzbūvē un sākotnējā pleistocēna nogulumu biezuma izmaiņās. Zemgales rievotajās morēnās un Iecavas lauka drumlinos bieži ir sastopami atrauteņi pat no pamatiežiem (Dreimanis, 1935; Āboltiņš, 1963; Zelčs, 1993a). Dreimanis un Zelčs (1998) norāda, ka Zemgales rievotās morēnas Upmales paugurlīdzenumā sastāv no diviem līdz pat pieciem vēlā Vislas apledojuuma morēnas nogulumu slāņiem, zem kuriem ir atrasti viens vai divi Kurzemes apledojuuma morēnas slāņi. Šādi morēnas slāņi ir veidojušies zvīņveida uzbīdījumu rezultātā zemledāja apstākļos (Āboltiņš, 1989). Kā Vislas, tā arī Zāles apledojuuma 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.

Augšējā morēnas slāņa nogulumu Zemgales un daļā Ropažu līdzenuma, kā arī Upmales paugurlīdzenumā ir pārklāti ar vidēji 2–3 m bieziem Zemgales sprostezera nogulumiem (Juškevičs, 2000a, b). Tīreļu līdzenumā un Ropažu līdzenuma 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). Daudzevas baseina glaciolimniskie nogulumi 3–8 m biezumā ir izplatīti Taurklandes līdzenumā un Madlienas nolaidenuma R daļā (Meirons, 2002a, b). Smilšainie sprostezeru nogulumi Ropažu līdzenuma R, Upmales paugurlīdzenuma un Taurkalnes līdzenuma ZR daļās veido iekšzemes kāpu areālus.

Zem kvartāra nogulumiem Viduslatvijas zemienē iegul galvenokārt augšdevona Franas un Famenas stāvu terīgēnie un karbonātiskie nogulumieži – smilšakmens, māls, aleirolīts, dolomīts, mergelis un ģipsis, bet zemienes ZA daļā arī vidusdevona terīgēnie nogulumieži (Pomeranceva, Brangulis, 2000a, b; Mūrnieks, 2001a, b, 2002a, b). Vadakstes līdzenumā virskārtā atsedzas visjaunākie terīgēnie 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 sastopams juras māls un kvarca smiltis (ibid.). Pamatieži atrautuņū veidā ir dažviet sastopami glaciotehtoniskajās reljefa formās, īpaši rievotajās morēnas (Zelčs, 1993b; Dreimanis, Zelčs, 1998), kā arī Linkuvas vaļņa proksimālajā nogāzē un tai pieguļošajā teritorijā (Āboltiņš, 1963). Viduslatvijas zemienes centrālajā daļā subkvartāro virsmu veido līdz vairākus desmitus kilometru platu terīgēno un karbonātisko nogulumiežu joslu mija (Pomeranceva, Brangulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b).

Subkvartārā virsma Viduslatvijas zemienes lielākajā daļā pazeminās Rīgas līča virzienā, bet Vadakstes līdzenumā tā vienmērīgi krīt D virzienā. Zemienes A daļā, īpaši Upmales paugurlīdzenumā, tā ir izteikti artikulēta, un tajā ir dendācijas palikšņi (Juškevičs, 2000c; Meirons, Goldfarbs, 2002). Subkvartāro virsmu vietām, it īpaši Viduslatvijas zemienes ZA daļā, saposmo apraktās ielejas. R–A virzienā starp A–Kursas un Vidzemes plato subkvartārās virsmas absolūtais augstums kopumā mainās no 105 m vjl. līdz 15 m zjl., savukārt maksimālais augstums Madlienas nolaidenuma ZA sasniedz pat 110, bet minimālais augstums Rīgas līča dienvidu daļā ir 60 m zjl. Viduslatvijas zemienes centrālajā daļā Z–D virzienā subkvartāra virsmas amplitūda ir 60 m. Viduslatvijas zemienes centrālā daļa ir viens no Latvijā lielākajiem ledāja erozijas areāliem. Subkvartārās virsmas reljefs kļuva zemāks maksimāli par 100 m (Āboltiņš, 1989) pleistocēna apledojumū erozijas rezultātā.

2. MŪSDIENU UZSKATI PAR LEDĀJA GULTNES PROCESIEM UN VEIDOJUMIEM

Subglaciālie erozijas, akumulācijas, nogulumu pārvietošanas un deformācijas, kā arī citi subglaciālās reljefa formas veidojošie procesi ir starp viskomplicētākajiem un joprojām vismazāk izprastajiem glaciālajiem procesiem (Menzies, Shilts, 2002). Subglaciālo procesu laiktelpiskā izplatība un mainību, kā arī ledāja kustības veidu galvenokārt nosaka ledāja gultnes termālie apstākļi. Šo zemledāja procesu un apstākļu tiešā izpausme ir subglaciālās reljefa formas. Ledāja kustība norisinās trīs dažādos veidos: iekšējā laminārā plūsma jeb krīps, bazālā slidēšana un ledāja gultnes deformācija (Boulton, 1996; Menzies, 2002). Pētījumu rezultāti apliecina, ka silti bāzētu ledāju kustību nodrošina laiktelpiski mainīgas bazālās slidēšanas un gultnes deformācijas kombinācija (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2004; King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009). Silti bāzētos ledājos bazālā temperatūra ir tuva ledus spiedienkušanas punktam, kā rezultātā tiek sekmēta bazālā slidēšana, nogulumu erozija un deformācija, auksti bāzētā ledājā dominē iekšējā laminārā plūsma, bet politermālā ledājā silti un auksti bāzēta ledus attiecība var būt ļoti atšķirīga (Menzies, 2002; Benn, Evans, 2010).

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 (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, un tās 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. – *Asnen-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", kurām ir raksturīga drumlinizēta virsma un pāreja drumlinos, un tās lielākoties ir pazīstamas no pētījumiem Zviedrijā (Lundqvist, 1989), vēlāk arī Īrijā (Knight, McCabe, 1997). Nereti šis termins tiek lietots kā sinonīms

terminam “rievotās morēnas” vai “ribotās morēnas”. Kvantitatīvu rievoto morēnu morfoloģijas pētījumu (Dunlop, Clark, 2006) analīze ļauj secināt, ka tās morfoloģiski var būt ļoti atšķirīgas, tāpat kā plūdlīnijas subglaciālās gultnes reljefa formas. Šis apstāklis liek meklēt kopēju izskaidrojumu visu rievoto morēnu ģenēzei.

Šobrīd vienīgā teorija, kura spēj izskaidrot dažādu subglaciālo gultnes formu veidošanos ir nestabilitātes teorija (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007). Jaunākajā šajā teorijā pamatotajā skaitliskajā modeli tiek paredzēta trīsdimensiālu rievoto morēnu, drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanās, kas notiek saistītas ledāja, nogulumu un ūdens plūsmas rezultātā, ko izraisa dabiskas nestabilitātes, kā, piemēram, morēnas īpašības un ledāja gultnes raupjums (Dunlop et al., 2008; Chapwanya et al., 2011; Fowler, Chapwanya, 2014). Kā rāda pētījumi (Zelčs, 1993a, b, 1999; Strautnieks, 1998; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004; Lamsters, Zelčs, in press) 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 subkvālā vidē, ledāja malai pakāpeniski atkāpjoties un sezonāli reaktivizējoties.

Izteiksmīgākās ledājūdeņu 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), savukārt pēc telpiskās izplatības tos iedala atsevišķos osos, osu virknēs, grupās vai sistēmās (Eberhards, 1977). Osi sastāv galvenokārt no glaciofluvialajiem nogulumiem, kurus reizēm nogāzēs pārklāj morēnas nogulumi (Zāns, 1936; Eberhards, 1977). Osu kodolos glaciofluvialie nogulumi kopumā ir rupjgraudaināki, nekā nogāzēs un augšējā daļā, un nogulumiem ir raksturīgas straujas granulometriskā sastāva izmaiņas (Straume, 1970, Zelčs, 1986a, b). Osveidīgas formas, kuras morfoloģiski līdzinās osiem, bet sastāv no glaciotehtoniski deformētiem glaciofluvialajiem un morēnas nogulumiem, sauc par tutāniem (Markots, 1997). Osveidīgo formu kodolos ir atrasti morēnas vai glacioakvālie nogulumi, kuru veidošanās attiecināta uz šo agrāk nogulsnēto nogulumu iespēšanu zemledāja tuneļos (Zāns, 1933).

Negatīvās ledājkūšanas ūdeņu veidotās reljefa formas galvenokārt ir zemledāja kanāli, kuri ir pārstāvēti kā N-tipa kanāli (Nye, 1973) un tuneļielejas (Ó Co-faigh, 1996) vai tuneļkanāli (Fisher et al., 2005). Bieži vien literatūrā atšķirības starp terminiem “tuneļielejas” un “tuneļkanāli” neeksistē, un tie tiek lietoti kā sinonīmi. Latvijā reizēm kā sinonīmu tuneļielejām lieto terminus “subglaciālā gultnes” vai “iegultnes” (Eberhards, 1972b), kurus nevajadzētu jaukt ar glaciotehtoniskas 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

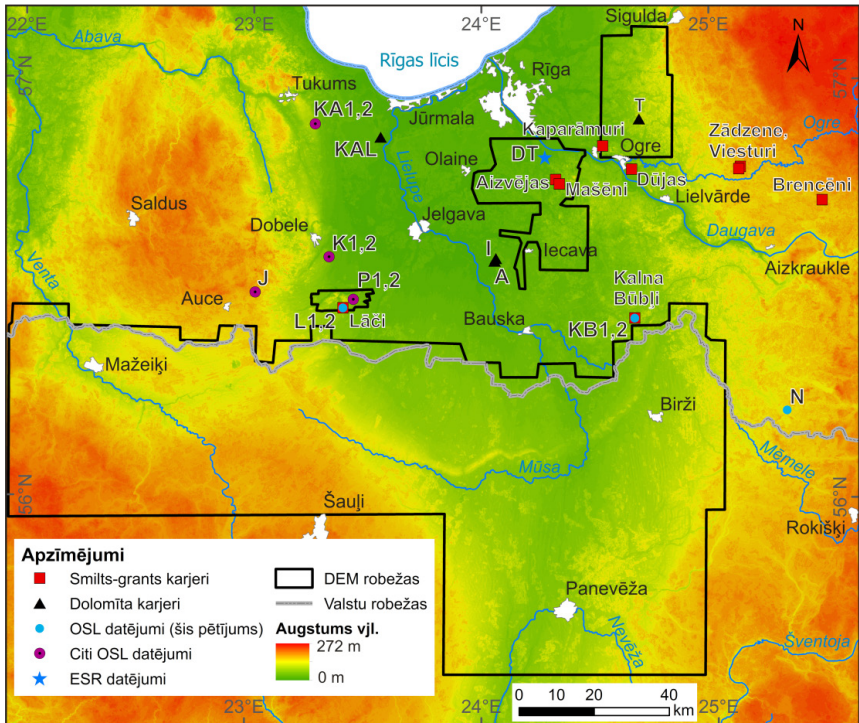
tikt lietots termins “subglaciālās ielejveida formas”. Ja ielejveida formas ir izveidojušās subkvartārā virsmā, tās tiek dēvētas par subkvartārās virsmas ielejveida iegrauzumiem (Eberhards, 1975). Ja šādi iegrauzumi ir vismaz daļēji aizpildīti ar jaunākiem nogulumiem, tos sauc arī par apraktajām ielejām (Straume, 1979). Tās var būt mantotas 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 (Bitinas, 1999) uzsver, ka ielejveida iegrauzumi galvenokārt ir veidojušies zemledāja apstākļos kā tuneļielejas.

Subglaciālo gultnes reljefa formu izkārtojumu un morfoloģiju nosaka arī ledus plūsmas diverģence vai konverģence, kas var būt pakārtota zemledāja topogrāfijai. Piemēram, diverģentās zemienēs drumlinu garenasis izkārtojas vēdekļveidīgi ledāja kustības virzienā, un šādus drumlinus var dēvēt par diverģentiem drumliniem (Zelčs, 1993a). Ja drumlinu garenasis ledāja kustības virzienā sakļaujas, tos var dēvēt par konverģentiem drumliniem. Savukārt zemienēs, kur ledus plūsma bija konsekventa, un tai nebija raksturīga paplašināšanās vai sašaurināšanās distālā virzienā, galvenokārt ir sastopami megaflūtingi un lieli-zmēra 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 dēvē arī par krumliniem, un senāk šīs reljefa formas tika dēvētas par morēnas uvāliem vai morēnuvāliem, ietekmējoties no krievu valodas terminoloģijas (Straume, 1979; Zelčs, 1993a). Tikai vēlāk šīs formas tika klasificētas kā glacio-tektonisko drumlinu paveids (Zelčs, 2001).

Drumlini, kuri ir veidoti pilnībā no pamatiežiem, ir ļoti līdzīgi citām vidēja mēroga plūdlinijas erozijas formām, piemēram, klints drumliniem un “vaļa mugurām”, (angļu val. – *roche moutonnée, whalebacks*), kuras tiek klasificētas kopā kā ledāja erozijas reljefa formas (Bennett, Glasser, 2009). Terminu “klints un astes” (angļu val. – *crag-and-tail*) struktūras vajadzētu attiecināt uz tādām reljefa formām, kurām ir raksturīgs skaidri izteikts pamatiežu izcilnis to proksimālajā daļā, bet distālājo daļu veido nekonsolidēti nogulumi (ibid.). Drumlini, kuri sastāv no konsolidētu iežu kodola, ko pārsedz nekonsolidēti nogulumi, tiek dēvēti (Boulton, 1987) arī par drumliniem ar pamatiežu kodolu (angļu val. – *rock-cored drumlins*). Jaunākajā iedalījumā (Stokes et al., 2011) visi drumlini pēc to uzbūves ir sadalīti piecos tipos: (1) drumlini, kas sastāv galvenokārt no pamatiežiem; (2) drumlini, kas sastāv daļēji no pamatiežiem un daļēji no morēnas; (3) drumlini, kas sastāv galvenokārt no morēnas; (4) drumlini, kas sastāv daļēji no morēnas un daļēji no šķirotiem nogulumiem; (5) drumlini, kas sastāv galvenokārt no šķirotiem nogulumiem. Turklāt autori (ibid.) norāda, ka drumlinu uzbūves daudzveidība nav šķērslis vienotai to veidošanās teorijai, neskaitot pamatiežu drumlinus. Šis drumlinu iedalījums tika ņemts par atskaites punktu Zemgales loba drumlinu uzbūves analizē.

3. MATERIĀLI UN METODES

Pētījums ir balstīts uz oriģināliem datiem, kas ir iegūti aizvadīto četrus gadus laikā, veicot lauka pētījumus (3.1. attēls), kartogrāfiskā materiāla apstrādi un tel-pisko analīzi, kā arī izvērtējot agrāko ģeoloģiski ģeomorfoloģisko pētījumu re-zultātus. Šie dati tika izmantoti, lai analizētu subglaciālo reljefa formu izplatību, morfoloģiskās un iekšējās uzbūves īpatnības, un izdarītu Zemgales ledus loba paleoglacioloģisko apstākļu rekonstrukciju. Darba izstrādes gaitā veiktie kame-rālie pētījumi ietvēra zinātniskās literatūras studijas, kartogrāfiskā materiāla ani-līzi un izveidi, subglaciālo reljefa formu datu bāzes izveidi, lauka darbos ievāktu materiālu apstrādi un interpretāciju. Lauka pētījumos ietilpa reljefa formu iekšē-jās uzbūves pētījumi – atsegumu attīrīšana, dokumentācija, struktūrģeoloģisko elementu uzmērīšanu, smilts paraugu ņemšana OSL datēšanai.



3.1. attēls. Lauka pētījumu, absolūtā vecuma datējumu paraugu ņemšanas vietu un pieejamo augstas izšķirtspējas digitālo reljefa modeļu izvietojumus. Apzīmējumi: Dolomīta karjeri – KAL – Kalnciems; I – Iecava; A – Akmenscūciņas; T – Tūrkalne. Šī pētījuma laikā ņemto OSL datēšanas paraugu vietas: L1,2 – Lāči 1, 2; KB1,2 – Kalna Būblī 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.

Ģeoloģiskā pamatinformācija par pētījumu teritorijas nogulumiem un reljefa formām tika iegūta no Valsts ģeoloģijas fonda materiāliem – ģeoloģiskajām kartēm mērogā 1:200 000 (Mironovs u. c., 1962; Juškevičs, 2000b, 2001b; Pomeranceva, Brangulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b; Meirons, 2002b) un 1:50 000, derīgo izrakteņu atradņu pārskatiem, ģeoloģisko urbumu datubāzes (LVĢMC DB “Urbumi”; Takčidi, 1999), zemkvartāra virsmas reljefa modeļa (Popovs u. c., 2013), kā arī no kartogrāfiskā materiāla, kas ir pieejams LU ĢZZF ģeotelpisko datu servisā (<http://kartes.geo.lu.lv>). Lai iegūtu informāciju par Ziemeļlietuvu, tika izmantotas Lietuvas Ģeoloģijas dienesta izdotās mēroga 1:200 000 kvartāra nogulumu (Guobytė, 1998) un ģeomorfoloģiskās (Guobytė, 2001) kartes. Ledāja reljefa formas tika digitizētas pēc lielmēroga (M 1:10 000 un M 1:25 000) topogrāfiskajām kartēm un digitālajiem virsmas modeļiem. Digitālais virsmas modelis ar šūnas izmēru 5×5 m, kuru no LIDAR lāzerskenēšanas datiem izveidoja Vītauts Minkevičs (*Vytautas Minkevičius*) no Lietuvas Ģeoloģijas dienesta, tika izmantots Ziemeļlietuvai. Latvijā atsevišķās teritorijās tika izmantoti SIA Metrum sagatavotie virsmas modeļi ar šūnas izmēru 2×2 m. 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/>. Kartogrāfiskajām pamatnēm tika izmantoti arī ĢIS Latvija 10.0 vektordati (SIA Envirotech, 2011). Kartogrāfiskais materiāls tika izstrādāts, izmantojot ESRI ArcGIS for Desktop 10 programmu. ĢIS datubāzē tika izveidotas šādas galvenās datu kopas: subglaciālo reljefa formu kontūras, garenasis un to morfometriskie parametri, karjeri, OSL datējumu vietas, ledāja oscilācijas fāžu malas veidojumu joslas, ledāja skrambu orientācija un ledāja plūsmas virzieni. Iegūtie glaciālo lineamentu poligoni tika konvertēti par līnijām, kurām automātiski tiek aprēķināts to garums un orientācija. Glaciālo lineamentu platums un garums tika arī aprēķināts, izmantojot Eilera vienādojumu pēc C. D. Klārka un citu (Clark et al., 2009) metodes.

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. Lauka pētījumi tika veikti septiņās smilts atradnēs, kuras atrodas drumlinos un rievotajās morēnās: Aizvējas, Brencēni, Kalna Būbli, Lāču karjers, Mašēni, Viesturi, Zādzene, divās smilts–grants atradnēs, kuras atrodas Ogres Kangaru osu vaļņos: Kaparāmuri un Dūjas (3.1. attēls). Lauka ekspedīciju laikā tika apsekoti arī vairāki dolomīta karjeri. Tūrkalnes, Kalnciema, Iecavas un Akmenscūciņu karjeros tika atrastas un uzmērītas ledāja skrambas augšējās dolomīta slāņkopas virsmā. Lauka pētījumu vietām tika noteiktas koordinātas, izmantojot *Garmin eTrex 20* u. c. GPS uztvērējus. Lauka darbu gaitā karjeros tika veikta karjera sienu attīrīšana, atsegumu sagatavošana un to fotodokumentācija, izmantojot digitālo spoguļkameru *Canon*

EOS 600D. 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 veikšanai tika izmantots ģeoloģiskais kompass *Silva Expedition 15TDCL*. Mērījumu rezultāti tika vizualizēti ar programmu *StereoNet*. Fotogrāfiju pēcapstrāde un attēlu sagatavošana tika veikta ar *CoreDRAW X4* programmu. Kvartāra nogulumu tika detāli aprakstīti arī, izmantojot litofāciju analīzi, un litofāciju kodi tika pielāgoti pēc starptautiski atzītām shēmām (Miall, 1977, 1978; Eyles et al., 1983; Hubbard, Glasser, 2005). Litofācijas tika aprakstītas attīrītu atsegumu slejās, kurās tika izdalīti slāņi un veikta fotodokumentācija, lai vēlāk varētu izveidot litofāciju griezumus.

Lai noteiktu drumlinu, rievoto un recesijas morēnu kodolos esošo smilšaino nogulumu absolūto vecumu, tie tika analizēti ar optiski stimulētās luminiscences (OSL) metodi, ar kuru var noteikt, kad smilti esošie kvarca graudi pēdējo reizi ir eksponēti dienas gaismā (Hubbard, Glasser, 2005; Walker, 2005). Netraucēti smilts nogulumu paraugi tika ievākti no svaigi attīrītas atseguma sienas, izmantojot *Eijkelkamp Sampler Set for Hard Soils* paraugošanas komplektu. Paraugi uzreiz tika ievietoti PVC caurulēs ar noslēgtu galu, lai tie netiktu apgaismoti. Vienlaicīgi tika noteikts smilts paraugu dabiskais (*in situ*) mitrums, izmantojot grunts mitruma mērītāju *ThetaProbe*. Šī darba ietvaros kopā tika ievākti četri paraugi, no kuriem divi – Lāču karjerā, viens – rievotajā morēnā, Kalna Būbļu karjerā, un vēl viens – recesijas morēnā Neretas apkaimē. Darba ietvaros apstrādāto un izmantoto OSL paraugu atrašanās vietas ir parādītas 3.1. attēlā. Visu četru darba izstrādes laikā ievāktu smilts paraugu apstrādi un datēšanu 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). Pagaidām absolūtā vecuma rezultāti ir iegūti tikai diviem Lāču karjera paraugiem. 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. Kopumā apstrādāto alikvotu skaits bija krietni lielāks. Daļa tika atzīti par nederīgiem radiācijas dozas mērījumiem, jo 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 (Oinonen, Eskola, 2009), kas tika iegūti no Helsinku Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratorijas.

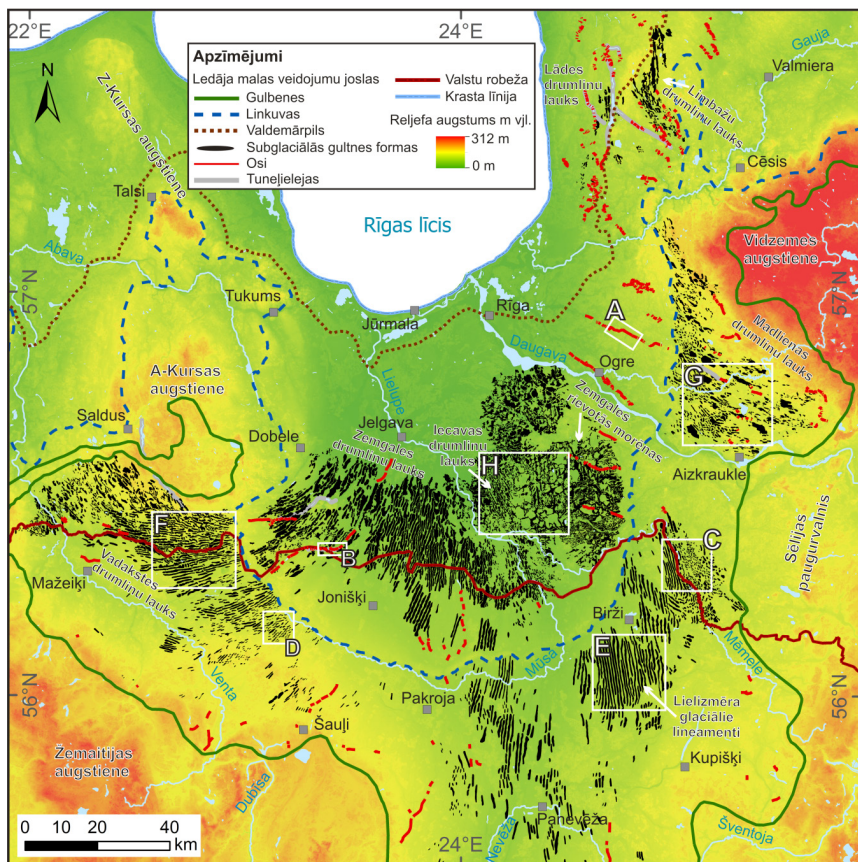
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA

Disertācijā ietvertie rezultāti tika iegūti, veicot detaļu 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 apledošanas degradācijas laikā. Galvenie rezultāti par subglaciālo reljefa formu izkārtojumu un morfoloģiju ir apkopoti 4.1. apakšnodaļā, lauka ģeoloģisko pētījumu rezultāti ir sniegti 4.2. apakšnodaļā un OSL datēšanas rezultāti un interpretācija ir apkopoti 4.3. apakšnodaļā. Iegūtie rezultāti būtiski papildina izpratni par Zemgales ledus loba uzvirzīšanās un atkāpšanās gaitu, reljefa formu saistību ar ledāja malas veidojumu joslām, reljefa veidošanos un pleistocēna nogulumu uzkrāšanās laiku.

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

Subglaciālo reljefa formu izkārtojums Viduslatvijas zemienē un Viduslietuvas zemes ziemēļu 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, novietojumu pret ledāja malas veidojumiem un morfoloģiju. Plūdlīnijas reljefa formu kopu, kuras stiepjas paralēli ledus plūsmai, ietver drumlinus, megaflūtingus un lielizmēra glaciālos lineamentus. Otru kopu veido galvenokārt šķērseniski ledus plūsmai orientētas grēdas un vaļņi – rievotās morēnas. Ņemot vērā subglaciālo reljefa formu izkārtojumu un morfoloģiju, ir iespējams izšķirt četras subglaciālā reljefa sistēmas. Pirmajā sistēmā ietilpst subglaciālās reljefa formas, kuras atrodas Ziemeļlietuvas līdzenumu, Vadakstes un daļēji Taurkalnes līdzenumu teritorijā starp Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas ledāja malas veidojumu joslām, savukārt otru sistēmu veido reljefa formas Madlienas nolaidenumā (4.1. attēls). Trešajā reljefa sistēmā ietilpst Viduslatvijas zemes centrālā daļa proksimāli no Ziemeļlietuvas ledāja malas veidojumu joslas, bet ceturtajā sistēmā – Metsepoles un blakusesošā Limbažu viļņotā līdzenuma reljefa formas.

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 Ziemeļlietuvas 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 malas veidojumu josla. Savukārt Zemgales, Iecavas un Limbažu drumlinu lauki ir radušies Ziemeļlietuvas oscilācijas fāzes, bet Zemgales rievotās morēnas šīs fāzes deglaciācijas laikā.



4.1. attēls. Subglaciālo reljefa formu izkārtojums Viduslatvijas zemiņē un Ziemeļlietuvas līdzenumos. Kvadrātos ierāmētie laukumi ir reljefa formu areāli, kuros detalāks reljefa formu izkārtojums ir parādīts 4.2. attēlā.

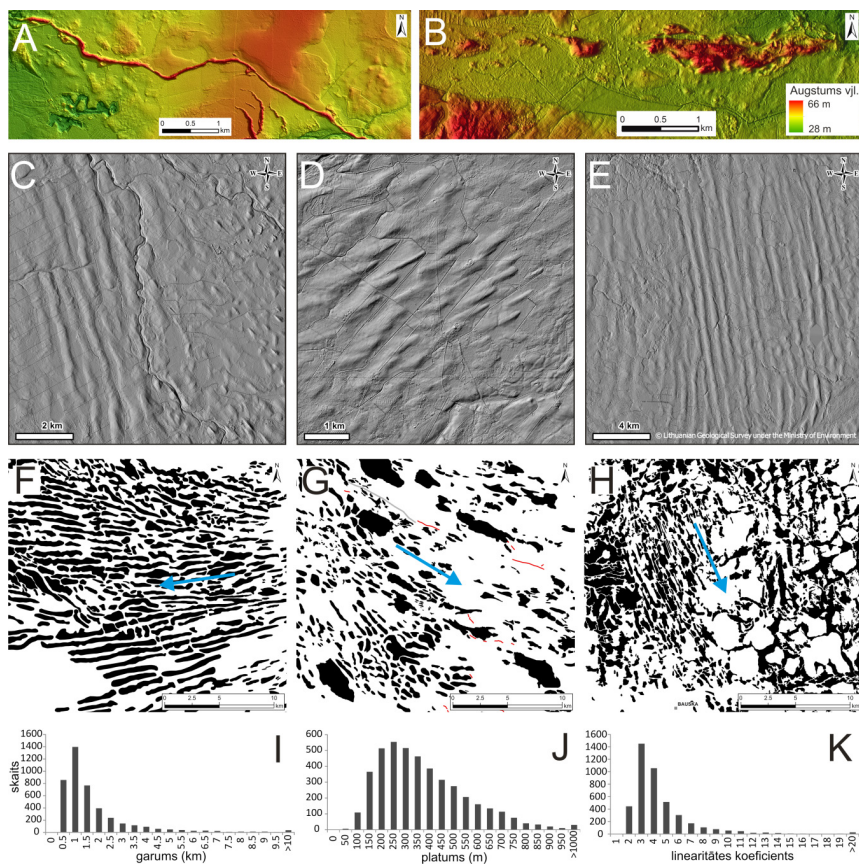
Pirmajai reljefa sistēmai raksturīga vislielākā subglaciālo plūdlīnijas formu jeb glaciālo lineamentu garenasu izkliede, ko noteica Zemgales ledus loba plūsmas izteiktā diverģence Viduslietuvas oscilācijas fāzes laikā. Ziemeļlietuvas līdzenumu centrālajā daļā ledus plūsma bija vērsta gandrīz meridionālā virzienā, bet apvidū starp Austrumkursas un Žemaitijas augstienēm ledus plūsmai bija raksturīga izkliede no RDR–AZA līdz pat DDA–ZZR. Viduslietuvas zemiēnes 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 sastopamas 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 to garenasu konverģentā izkārtojuma dēļ ir mazāks blīvums un arī kopumā mazākās linearitātes koeficienta vērtības visā pētītajā teritorijā. Šī īpatnība, visticamāk, ir izskaidrojama ar ledus plūsmas bremsēšanos gar Vidzemes augstienes DR nogāzi. Drumlinu lauka distālā daļa piekļaujas atsevišķām marginālajām grēdām un vaļņiem, kuri atrodas proksimālā virzienā no morfoloģiski izteiksmīgākās gala morēnu joslas, ko veido Pļaviņu valnis. Vidzemes augstienes perifēriālajā daļā drumlinus norobežo orientētais paugurgrēdu reljefs (Āboltiņš et al., 1975; Straume, 1979), kas tiek uzskatīts par Gulbenes fāzes ledāja malas veidojumu.

Trešajā reljefa sistēmā ietilpst Zemgales un Iecavas drumlinu lauki, un Zemgales rievoto morēnu areāls Upmales paugurlīdzenumā. Rievotās morēnas mēdz būt uzguldītas virs drumliniem, savukārt vietām tās šķērso osi. Teritorijas Z daļā subglaciālā reljefa sistēmu pārtrauc Zemgales sprostezera un Baltijas ledus ezera glaciolimniskie līdzenumi. 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 koncentrētām tunelīlejiem un osiem. Līdzenumus šķērso arī vairāki frontālie veidojumi, kuri saistīti ar Ziemeļlietuvu un Valdemārpils oscilācijas fāzēm. Līdzenuma R daļā tās ir pārveidotas lokālo piededāja baseinu un Baltijas ledus ezera krasta procesu rezultātā.

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 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, Madlienas laukā sastopami 870 drumlini (4.2. G attēls). Zemgales un Iecavas (4.2. H attēls) laukos kopā ir aptuveni 1200 drumlinu un megaflūtingu. Šie drumlinu lauki atrodas proksimālā virzienā no Ziemeļlietuvu malas veidojumu joslas. Vadakstes laukā kopā ir identificēti 1320 drumlini (4.2. F 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 pēc morfometriskajiem parametriem nav nodalāmas atsevišķas populācijas. Izteiktākie lielizmēra glaciālie lineamenti, kuru garums pat pārsniedz 20 km atrodas uz D no Biržiem (4.2. E attēls). Taurkalnes līdzenuma D daļā Lietuvas–Latvijas robežzonā lielizmēra glaciālie lineamenti robežojas ar nelieliem drumliniem (4.2. C attēls), kuri reti pārsniedz 1 km garumu, un ir vietām uzguldīti virs lielizmēra lineamentiem. 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 (4.2. D attēls). Šie nelielie drumlini, kuri ir uzguldīti virs lielākajiem drumliniem, ir veidojušies islaicīgas Zemgales

ledus loba reaktivizācijas izsauktu ledāja uzplūdu ietekmē Viduslietuvās fāzē. Kopējais plūdlīnijas formu skaits distālā virzienā no Linkuvas gala morēnas Viduslietuvās zemienes Z un ZA daļā un Taurkalnes līdzenumā ir 780.



4.2. attēls. Subglaciālo reljefa formu telpiskā izkārtojuma un morfoloģijas daudzveidība. A. Viduslatvijas zemienes garākais nepārtrauktais osa valnis Lielajos Kangaros. B. Jelgavas–Žagares sistēmas Augstkalnes grēdveida oss ar pavadošajiem kēmu pauguriem ielejveida pazeminājumā. C. Lielizmēra glaciālo lineamentu laterāla pāreja nelielos drumlinos Latvijas un Lietuvas pierobežas zonā. D. Nelieli drumlini (RDR–AZA) uzguldīti virs lielākiem lineamentiem (DR–ZA) Vadakstes laukā, Ziemeļlietuvā. E. Lielizmēra glaciālie lineamenti Viduslietuvās zemienes ZR daļā. F. Drumlini Vadakstes laukā. G. Drumlini Madlienas laukā. H. Drumlini Iecavas laukā un Zemgales rievotās morēnas. I–K. Glaciālo lineamentu morfometrisku parametru histogrammas. 4.2. A attēla pamatnē apēnojuma attēli no reljefa modeļa (LIDAR), šūnas izmērs 2×2 m, ar SIA METRUM atļauju. 4.2. B, C, D, E attēlu pamatnē apēnojuma attēli no reljefa modeļa (LIDAR) ar 5×5 m šūnas izmēru. Ar Lietuvas Republikas Nacionālā zemes dienesta un Lietuvas Ģeoloģijas dienesta atļauju.

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 tās vietām ir pārveidotas ledājkūšanas un ārpusledāja ūdeņu erozijas, glaciolimnisko, glaciofluviālo, eolo, aluviālo un purvu nogulumu akumulācijas rezultātā. Kopumā plūdlīnijas subglaciālo gultnes formu 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 izvērtēt ledus plūsmas virzienu. Tūrkalnes un Akmenscūciņu dolomīta karjeros uzņēmīto ledāja skrambu rezultējošais vērsuma azimuts ir attiecīgi 143° un 163°.

Plūdlīnijas subglaciālās gultnes formas Zemgales lauka distālajā daļā var tikt uzskatītas par megaflūtingiem, jo tās ir garākas un ar lielāku linearitātes koeficientu kā cituresošajiem drumliniem. Tomēr šāds glaciālo lineamentu iedalījums nebūtu ieteicams, jo starp tiem lielākoties nepastāv krasa robeža, bet tie veido vienu populāciju. Viduslatvijas zemienē ir novērojama arī pretēja pāreja no garākiem uz īsākiem drumliniem. Piemēram, drumlini Vadakstes laukā kļūst 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 aplikšanās ap Austrumkursas augstieni un pāreja uz spiedes plūsmas apstākļiem Pampāļu starplobu paugurvalnim pieguļošajā teritorijā. Viduslatvijas zemienes ZA daļā ir konstatēti glaciālie lineamenti (4.2. E attēls), kuru apveids atgādina lielizmēra glaciālos lineamentus, kas ir atklāti pleistocēna un mūsdienu ātru ledus plūsmu gultnēs (Clark, 1993; King et al., 2009; Stokes et al., 2013b). To 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.

Vidējais aritmētiskais glaciālo lineamentu garums ir 1,578 km, platums ir 349 m un linearitātes koeficients (garuma un 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 (4.6. I, J, K attēli) 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. Glaciālie lineamenti ar lielākajiem linearitātes koeficientiem atrodas Viduslatvijas zemienes centrālajā distālajā daļā. Ne tik iegareni drumlini atrodas Madlienas nolaidenumā. 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 plūsmā ātrums bija salīdzinoši mazāks.

Rievoto morēnu galvenais izplatības areāls atrodas Viduslatvijas zemienes Upmales paugurlidzenumā (4.1. attēls), un tās ir klasificētas kā Zemgales 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; Lamsters, Zelčs, in press) liecina, ka rievoto morēnu morfoloģija ir komplicētāka nekā konstatēts agrākajos pētījumos. Paugurlidzenuma ZR daļā rievotās morēnas ir stipri pārveidotas Baltijas ledus ezera ūdeņu darbības rezultātā, kā arī tālāk uz ZR tās izzūd zem smilšainajiem nogulumiem. Pārējā lidzenuma daļā rievotās morēnas ir arī daļēji pārklātas ar Zemgales baseina nogulumiem. Upmales paugurlidzenuma vidusdaļā rievotās morēnas nav konstatējamas, jo šeit izplatīti eolie nogulumi, kuri veido iekšzemes kāpu izplatības areālu. Baldones apkārtnē ir sastopamas komplicētas formas rievotās morēnas, kurām raksturīga stūrainā forma un vairāku desmitu metru relatīvais augstums. Rievoto morēnu morfoloģisko īpatnību attīstību viennozīmīgi ietekmēja arī ledāja gultnes topogrāfija, kuru rievoto morēnu veidošanās laikā daudzviet veidoja drumlinizēts morēnas līdzenums. Tādējādi rievotās morēnas vietām ir uzguldītas uz drumliniem, kuru topogrāfija ir pārveidota ledāja spiediena rezultātā. Dažviet rievotās morēnas veido komplicētu reljefa sistēmu, ko pārstāv robainas, režģveida, nepilnīgi attīstītas, mazizmēra, taisnstūrveida un citas 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.

Izteiksmīgākās Zemgales rievotās morēnas to areāla centrālajā daļā sastāv no šķērseniskiem un radiāliem segmentiem, kuri ir kādreizējā drumlinizētā reljefa paliekas. Krusteniskās grēdas reizēm ir izlocītas un noliekas dažādos virzienos, savukārt grēdu kores mēdz būt savienotas. Dažviet grēdas izvietotas lokveidīgi, un tām raksturīgas stāvas pret ieplaku vērstas nogāzes. Šīs ieplakas tiek interpretētas kā atrauņņu un izspieduma "baseini". Tie radušies, ledājam pārvietojot un sabīdot gultnes materiālu. Klasiski šķērseniskas rievoto morēnu grēdas ir sastopamas retāk, nekā dažādas šo formu variācijas. Rievotās morēnas strauji nomaina drumlinizēto reljefo Iecavas drumlinu lauka A daļā. Rievoto morēnu izplatību kopumā nevar izskaidrot ar pamatiežu topogrāfijas vai to litoģijas izmaiņām, jo Upmales paugurlidzenumā subkvartāro virsmu veido gan karbonātieži, gan terīgēnie nogulumieži (Meirons, 2002a, b). Atsevišķi subkvartārās virsmas lokālpacēlumi Baldones apkārtnē sakrīt ar lielākajām komplicētās formas rievotajām morēnām. Rievoto morēnu maksimālais relatīvais augstums sasniedz 56 m Riekstu kalnā. 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, platums reti pārsniedz 1 km. Pārsvārā tās ir dažus simtus metru, bet Baldones apkārtnē lielāko formu

platums sasniedz 2 km. Dažos gadījumos rievoto morēnu šķērseniskie segmenti ir savienoti un sniedzas pat 6 km garumā.

Osi pētījumu teritorijā lielākoties veido osu virknes un sistēmas (4.1. attēls). Osu izplatības likumsakarības norāda uz to veidošanos, ledājam atkāpjoties atiecīgi no Viduslietuvas un Ziemeļlietuvas malas veidojumiem. Osu virkņu distālās daļas un ar tām saistītie glaciofluviālo nogulumu izneses konusi parasti ir izvietoti tieši pirms ledāja malas veidojumu joslām. Osu attīstībai nepieciešamie apstākļi bija palielināts ledājūdeņu daudzums zem ledāja tā malas tuvumā, kā rezultātā veidojās arī zemledāja kanāli un tajos osi. Pētījumu teritorijas osi bieži stiepjas viens aiz otra kā osu virknes, garākais oss ir sastopams Lielo Kangaru virknē (4.2. A attēls), kurš nepārtraukti sniedzas gandrīz 8 km garumā. Viduslatvijas zemiēnē 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 Ziemeļlietuavā. Šīs osu sistēmas lielais garums liecina, ka ledāja atkāpšanās gaitā zemledāja kušanas ūdeņi ilgstošā laika periodā koncentrējās un veidoja zemledāja kanālu noteiktā pozīcijā zem ledāja. No Mūrmuižas līdz Žagarei ir izteikts ielejveida pazeminājums mūsdienu reljefa virsmā vairāk kā 1 km platumā, kurā atrodas vairāki grēdveida osi, osveida formas un iegareni kēmu pauguri. Pazeminājums, visticamāk, ir veidojies kā tunelīeleja, ko vēlāk daļēji aizpildīja glaciofluviālie nogulumu un osi, no kuriem lielākais ir Augstkalnes oss. Tas ir 2,5 km garš, 0,5 km plats un sasniedz 20 m augstumu (4.2. B attēls).

Osu blīvums pētījumu teritorijā ir lielāks distālā virzienā no Ziemeļlietuvas malas veidojumu joslās. Vislielākais blīvums ir Viduslatvijas zemiēnes ZA daļā – Metsepoles līdzenumā un blakusesošajās teritorijās. Salīdzinoši nelieli, bet blīvi izvietoti osi, kuri bieži atrodas arī tunelīelejās, konstatēti proksimālā virzienā no Valdemārpils (Ziemeļlatvijas) fāzes malas veidojumu joslās. Parasti attālums starp Kangaru osiem Ropažu līdzenumā, osiem Upmales paugurlīdzenumā un Zemgales līdzenumā ir 10–15 km. Tas liecina par tipisku attālumu starp zemledāja tunelīem, kāds nepieciešams, lai nodrošinātu efektīvu zemledāja ūdeņu novadišanu. Izteismīgākās 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 veidojumiem. Iepriekšminētais norāda uz pieaugošu ledājūdeņu daudzumu deglaciācijas laikā, īpaši deglaciācijas noslēguma posmā, ko nodrošina īpaši virsledāja ūdens ieplūšana zemledāja sistēmā caur ūdenrijējiem un iekšledāja kanāliem.

Apraktās ielejas galvenokārt ir izplatītas Viduslatvijas zemiēnes ZA daļā, kur subkvartāro virsmu veido terīgēnie 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. 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 terīgēnie nogulumieži. Savukārt Kangaru osu izplatība Ropažu līdzenumā sakrīt ar augšdevona Daugavas svītas dolomītu izplatības areālu. Pārējo Viduslatvijas zemienu osu izplatība arī ir saistīta gan ar terīgēno, gan karbonātisko iežu areāliem. Šīs subkvartārās virsas uzbūves atšķirības norāda, ka Viduslatvijas zemiņē osu veidošanās kopumā 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 terīgēnie ieži un arī salīdzinoši biežāka kvartāra nogulumu sega, zemledāja kušanas ūdeņi sākotnēji drenējās pa ledāja gultnē iegrauztiem kanāliem (tuneļielejām), bet vēlāk pa salīdzinoši nelieliem R-tipa tuneļiem.

4.2. Zemgales ledus loba subglaciālo reljefa formu iekšējā uzbūve

Detāli plūdlīnijas subglaciālo formu iekšējās uzbūves pētījumi tika veikti drumlinos esošajos Lāču un Brencēnu karjeros un drumlinveida formā ierīkotajos Viesturu un Zādzenes karjeros. Pēc ģeoloģisko urbumu datiem (Takčidi, 1999) var spriest, ka liela daļa drumlinu Viduslatvijas zemiņē caurmērā sastāv no šķirotiem nogulumiem, kurus pārklāj morēnas nogulumu slānis. Zem šķirotu nogulumu slāņkopas parasti iegūļ 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, vairākos urbumos ir konstatēti pat trīs morēnas nogulumu slāņi. Zemākie drumlini, īpaši Vadakstes un Zemgales drumlinu laukos, nereti ir veidoti tikai no morēnas nogulumiem. Zemgales lauka drumlini ir izplatīti virs augšdevona Famenas stāva karbonātiskajiem un terīgēnajiem nogulumiežiem. Tas norāda, ka pamatiežu sastāvs neietekmē šo drumlinu izplatību reģionālā mērogā.

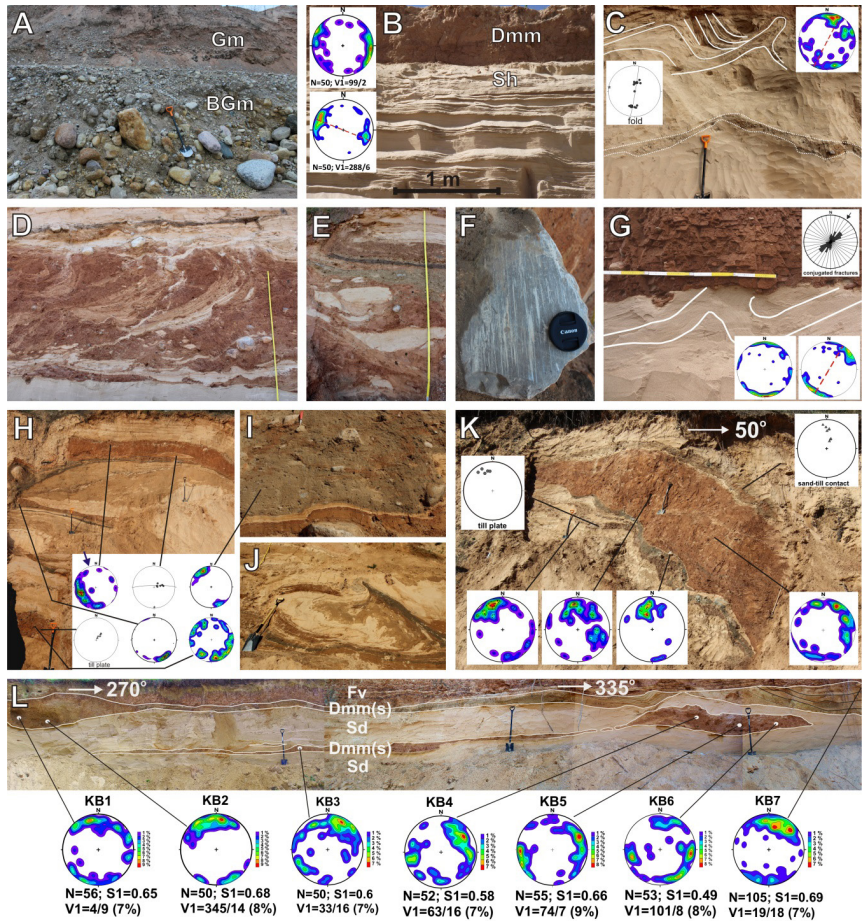
Lāču karjers (23°24'10" E, 56°27'38" N) atrodas 3,3 km garā, līdz 1,8 km platā un ZZA-DDR virzienā orientētā drumlinā pie Tērvetes, Zemgales līdzenuma R daļā (3.1. attēls). Tā virsmas maksimālais absolūtais augstums sasniedz 67,6 m vjl., bet relatīvais augstums ir līdz 20 m. Dziļākajā karjera daļā tā sienu augstums arī sasniedz 20 m. Ņemot vērā, ka karjera atrašanās vietā drumlina relatīvais augstums ir tikai 13 m, karjerā atsedzas arī tie nogulumi, kuri atrodas dziļāk par drumlina pamatni. Lauka pētījumi ir veikti vismaz 5 dažādās karjera vietās, iegūstot detālu priekšstatu par karjerā atsegtās drumlina daļas uzbūvi. Drumlinu veido smilšainu nogulumu slāņkopa, virs kuras galvenokārt atrodas vidēji 1,5 m biezs sarkanbrūnas zemledāja morēnas slānis, lai gan dažviet

drumlina uzbūve ir salīdzinoši komplicētāka. Karjera DR sienas centrālajā daļā atseguma augšdaļā konstatēts deformēts diamiktons līdz pat 5 m biezumā no morēnas mālsmilts un liela daudzuma smilts joslu, ievilkumu un līdzīgu struktūru. Dažviet karjerā ir novērojams salīdzinoši ass kontakts starp morēnu un pagulošo smilti (4.3. G attēls), kas gan vienmēr ir deformēta ar atšķirīgu intensitāti. Smilšainie nogulumi ir deformēti, veidojot asimetriskas vilkšanas krokas (4.3. C attēls), diapirus, bīdes zona un reizēm arī trauslas deformācijas struktūras. Augšējās sarkanbrūnās sablīvējuma morēnas nogulumiem lielākoties ir raksturīga labi izteikta plātņainība (4.3. G attēls), vietām novērojamas bīdes plaisas.

Dažviet morēnas nogulumu apakšējā daļā ir smilts ievilkumi un joslas, kuras veidojušās vairākkārtējos deformācijas etapos, ledājam atkārtoti sakabinoties un atkabīnoties no gultnes. Šādi procesi liecina par fluktuējošu porūdēns spiedienu. Tas drumlina veidošanās laikā bija salīdzinoši augsts, par ko liecina izplatītās plastiskās deformācijas struktūras, tostarp arī diapīru struktūras, kas veidojās porūdēns spiediena atšķirību rezultātā dažādos nogulumos. Uz morēnas nogulumos esošajiem oļiem un akmeņiem nereti ir sastopamas ledāja skrambas (4.3. F attēls). Tās gandrīz vienmēr ir paralēlas oļu garenasīm, kā arī bieži sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas virzienu un drumlina garenass orientāciju (ZZA-DDR). Skrambas konstatētas uz oļu un akmeņu augšējām un arī apakšējām virsmām, kas liecina par bazālo slīdēšanu. Oļu orientācijas maksimumi morēnā lielākoties ir Z, ZZA un ZA virzienos (4.3. C, G attēls), kas ir paralēli un subparalēli drumlina garenasij, un kas liecina par nelielām lokālām ledāja sprieguma variācijām. Morēnā tika uzmērītas sapārotās plaisas, un normālās maksimālās spiedes ass orientācija arī sakrīt ar drumlina garenasi (4.3. G attēls). Rekonstruētie kroku šarnīri lielākoties ir vērsti perpendikulāri drumlina garenasij, liecinot par galveno kompresējošo spriegumu no ZZA, kas arī sakrīt ar ledāja plūsmas virzienu (4.3. C attēls).

Lāču karjera DR sienas atsegumā tika konstatēti diamiktona nogulumi ar īpatnējām zemledāja deformācijas struktūrām (4.3. D, E attēls). Šajā atsegumā tika arī veikta detaļa litofāciju aprakstīšana (4.4. A 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 (4.3. D attēls). Diamiktons ir veidojies vilces glaciodynamiskajā zonā, kura attīstījās morēnas un zemledāja smilšaino nogulumu kontaktzonā. Smilts nogulumu joslas ievilkšana notiek etapā, kad ledājs ir sakabinājies ar gultni. Pieaugot porūdēns spiedienam, notiek secīga ledāja atkabīšanās no gultnes. Mīnēto diamiktonu pārklāj deformētas smilts slānis un dažus desmitus centimetrus biezas brūnas, dzeltenīgi brūnas un pelēkas morēnas slāņi (4.3. E attēls). Virs tiem atsedzas nedeformēta aleirīta un plakani slīpslāņotas smilts nogulumi, ko pārklāj sarkanbrūna zemledāja morēna ar reti smilts ievilkumiem. Šādi nogulumu saguluma apstākļi un struktūras ir konstatēti tikai karjera DR sienas vidusdaļā. Tie liecina par komplicētu nogulumu uzkrāšanās vēsturi un atšķirīgiem zemledāja deformācijas, erozijas un nogulsnēšanās

apstākļiem dažādās drumlina vietās. Kopumā nogulumu struktūras Lāču karjerā un glaciotekoniskās deformācijas mainīgā telpiskā izplatība un intensitāte liecina par fluktuējošu porūdēns spiedienu, ledāja–gultnes sasaistes svārstībām.

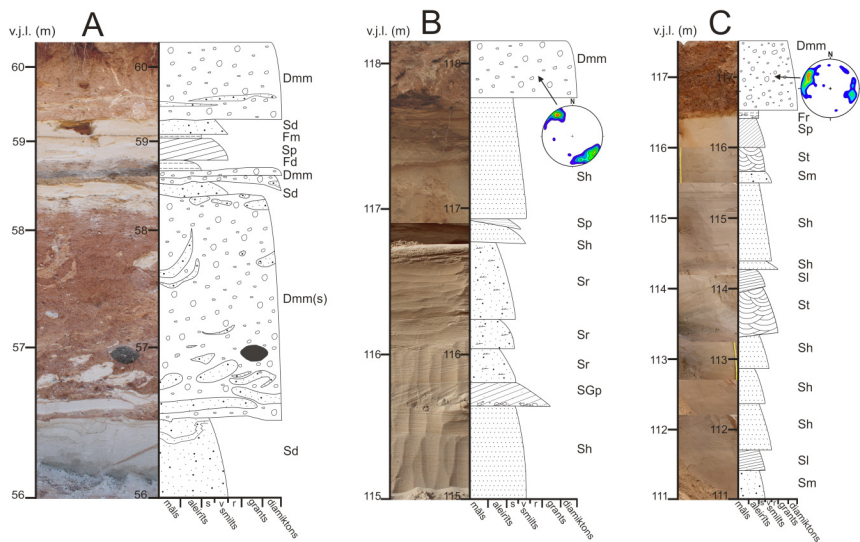


4.3. attēls. Subglaciālo reljefa formu iekšējās uzbūves piemēri. A. Osa vaļņa distālās daļas kodola uzbūve Kaparāmura karjerā ar izteiktu akmeņu koncentrāciju glaciofluviālo nogulumu slāņkopas apakšējā daļā. B. Zemledāja morēnas un pagulošās horizontāli slāņotās smilts nogulumu Zādzenes karjerā. C. Deformēti smilts nogulumu ar asimetriskām krokām tieši zem morēnas nogulumu un deformētu morēnas nogulumu lēcu Lāču karjerā. D. Zemledāja morēna ar pagulošās smilts ievilkumiem Lāču karjerā. E. Atšķirīgu krāsu zemledāja morēna ar smilts ieslēgumiem Lāču karjerā. F. Ledāja skrambas akmens augšējā virsmā. G. Sikplātņaina, sarkanbrūna sablīvējuma morēna ar subverikālām plaisām un vāji deformētu smilts pagulslni Lāču karjerā. H–K. Rievotās morēnas iekšējās uzbūves īpatnības Mašēnu karjerā. L. Atsegums rievotajā morēnā Kalna Būblu karjerā.

Lāču drumlina kodolu veido galvenokārt smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts, vietām grants un aleirīts. Nogulumu litofācijas visbiežāk ir plakani slīpslāņota, muldveidīgi slāņota, horizontāli slāņota, ripsnoti slīpslāņota smilts. Plakani un muldveidīgi slīpslāņotā smilts ir uzkrājusies zemūdens grēdās vai arī piegultnes sērēs, lēnākās straumēs ir uzkrājusies ripsnotā smilts un aleirīts. Horizontāli slāņota smilts ir uzkrājusies salīdzinoši ātrās straumēs augšējā plūsmas režīmā. Lāču drumlina nedeformēto šķiroto nogulumu tekstūras, graudu izmērs, vertikālās un laterālās izmaiņas liecina par to veidošanos tekošās ūdens straumēs – sedimentāciju fluvialā vidē vai seklūdens baseina malas zonā. Šo nogulumu OSL datēšanas rezultāti norāda uz to uzkrāšanos agrās Vislas laikā, kad Latvijas teritorijā bija no ledus brīvi apstākļi (skat. 4.3. apakšodaļu).

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 (3.1. attēls). Tas atrodas Madlienas lauka DA daļā un ir līdz 32 m augsts. Drumlina augstāko proksimālo daļu galvenokārt veido smilšaini nogulumi ar atsevišķiem morēnas zvīņveida uzbīdījumiem nogāzēs. Morēnas un smilšainie nogulumi karjera atsegumos ir deformēti, un to homogenizācijas pakāpe ir atšķirīga. Lielākoties morēnas slāņos ir konstatēti dažāda lieluma smilts ieslēgumi. Nogulumiem raksturīga deformēta struktūra, ko veido dislocēti morēnas, smilts, un vietām arī grants slāņi. Šķersseniski pret drumlina garenasi vērstā atsegumā smilts un aleirīta nogulumi veido injektīvu diapīrkroku ar subvertikāli krītošām noslāņojuma virsmām. Atseguma augšējā daļā (drumlina nogāzē) deformētas smilts nogulumus pārtrauc līdz 1 m biezs morēnas starpslānis, kurš interpretēts kā zvīņveida uzbīdījums. Tā augšdaļu veido brekčijveida homogenizēta zemledāja morēna, savukārt apakšdaļu – deformācijas morēna ar smilts ievilkumiem un dažādā pakāpē izlocītām smilts kārtām. Uzbīdījuma virsmas krituma un morēnas oļu linearitātes mērījumu rezultāti liecina par kompresējošo spriegumu no starpdrumlinu ieplakas puses. 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. Kopumā Brencēnu karjera nogulumu pētījumi liecina par drumlina veidošanos aktīvos zemledāja deformācijas procesos.

Zādzenes (25°7'45" E, 56°47'41" N) un **Viesturu karjeri** (25°7'18" E, 56°47" N) atrodas 3 km garas, 1,7 km platas un līdz pat 30 m augstas drumlinveida formas augstākajā daļā, Madlienas drumlinu laukā (3.1. attēls). Karjeros griezumu galvenokārt veido horizontāli slāņotas un slīpslāņotas smalkgraudainas līdz vidējgraudainas smilts nogulumi. Tos pārklāj līdz 2,3 m bieza sablīvējuma morēna, ko veido masīva, homogenizēta, sarkanbrūna mālaina morēnas smilts. Tai raksturīgi asi kontakti ar pagulošo smilti (4.3. B attēls), un nav novērojami makroskopiski smilts ievilkumi. Smilšainā slāņkopa lielākoties ir nedeformēta pretstatā novērojumiem citos drumlinos. Oļu garenasu orientācijas mērījumu rezultāti Zādzenes karjerā norāda uz ledāja spriegumu no RZR (4.3. B attēls), bet Viesturu karjerā no ZR (4.4. B attēls), kas ir paralēli reģionālajam ledāja plūsmas virzienam.



4.4. attēls. Drumlinos atsegto nogulumu griezumu uzvūve un litofācijas. A – Lāču karjers; B – Viesturu karjers; C – Zādzenes karjers.

Zādzenes un Viesturu karjeros smilts nogulumos dominē horizontāli slāņotas, lēzeni, plakani un muldveidīgi slīpslāņotas tekstūras, dažviet straumju ripsnojums (4.4. B, C attēls). Nogulumu litofācijas atgādina litofāciju modeļus, kādi ir izstrādāti pleistocēna sandru distālajām daļām (Zieliński, van Loon, 2003). Nogulumu tekstūras liecina par to uzkrāšanos visdrīzāk sandru vidējā līdz distālajā daļā, kurā eksistēja seklas zarotas straumes un dažviet dziļāki kanāli. Litofāciju telpiskā izplatība liecina par to, ka straumju ātrums kopumā bija mainīgs, nereti ir novērojami arī erozijas kanāli un izskalojumi. Viesturu karjerā tika konstatēts aptuveni 5 m plats kanāls, kas ir ticis izskalots horizontāli slāņotās smiltī. Kanālu aizpilda plakani slīpslāņota grantaina smilts ar oļu koncentrāciju virs apakšējā kontakta. Šāds kanāla aizpildījums veidojās apakšējā plūsmas režīmā, kamēr izskalošanās horizontāli slāņotās smiltis – augšējā. Straumei apstājot, veidojās ripsnotas smilts litofācijas, kuras slāņkopas augšējā daļā atkārtoti nomaina horizontāli slāņotās smiltis. Arī Zādzenes karjerā šķīrotu nogulumu slāņkopas augšējā daļā tika konstatēti izskalojumi vairākos horizontāli slāņotās smilts slāņos. Zādzenes karjerā horizontāli slāņotā smiltī tika atrasti pat dūres lieluma māla saveltņi ar grants graudu apvalku, kuri liecina par ātrām ūdens straumēm. Zādzenes drumlinveida formas smilšainie nogulumi, visticamāk, uzkrājās varēja notikt zarotu, smilšainu sandru līdzenumu vidējās un distālajās daļās.

Rievoto morēnu uzbūve tika pētīta divās atšķirīgās šī tipa reljefa formās. Viena no tām atrodas Bārbeles, bet otra Baldones apkārtnē. Aizvēju un Mašēnu karjeri (3.1. attēls) atrodas komplicētas morfoloģijas rievotajā morēnā pie Baldones, kas sasniedz 40 m augstumu. Tā ir ap 1,7 km gara un 1,5 km plata, ar samērā

stūrainu formu. Reljefa formas iekšējās uzbūves pētījumi apliecina, ka tā 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, kā arī augšdevona māla atrauņi. **Mašēnu karjers** (24°20'19" E, 56°45'32" N) atrodas rievotās morēnas distālajā daļā. Tajā detāli tika pētīti divi atsegumi ZR sienā (1. un 2. atsegums), kuru vērsums ir perpendikulārs reģionālajam ledāja plūsmas virzienam (4.3. K attēls). Viens atsegums tika pētīts karjera ZA sienā (3. atsegums), kurš stiepjas paralēli reģionālajam ledāja plūsmas virzienam (4.3. H attēls). Pirmā ZR sienas atseguma griezuma apakšējo daļu veido deformēti aleirītiskas un smalkas smilts nogulumi, kurus pārklāj līdz 1 m bieza, normālbrūna, mālaina, vidējplātņaina, vietām brekčijveidīga zemledāja morēna. Atseguma augšdaļu veido aleirīts un līdz 1 m biezs sarkanbrūnas zemledāja morēnas slānis. Otrajā atsegumā (4.3. K attēls) atsedzas deformētas smilts un aleirīta slāņkopa, kuru augšdaļā pārtrauc līdz pat 4 m biezs diamiktona slānis. Tā apakšējo daļu veido sarkanbrūnas, normālbrūnas un pelēkas morēnas joslas. Normālbrūnā morēna ir blīva, 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, samaisīti kopā ar smilts, aleirīta un sarkanbrūnās morēnas ieslēgumiem. Pelēkajā morēnā konstatēta oļu un sīkakmeņu koncentrācijas josla. To garenasim ir izteikts kritums ZZR virzienā, kas liecina par to a-tipa linearitāti un ledāja plūsmas virzienam paralēlu ledāja sprieguma virzienu. Oļu garenasis normālbrūnajā un sarkanbrūnajā morēnā arī krīt ZZR virzienā. Oļu orientācija, morēnas plātņu un virsmas kritumu mērījumu rezultāti ļauj interpretēt ledāja sprieguma virzienu no ZZR, kā rezultātā paralēli ledus plūsmai notika zvīņveida uzbīdījuma veidošanās.

Trešajā atsegumā, kurš ir līdz 11 m augsts (4.3. H attēls), var izšķirt vismaz četrus diamiktona slāņus, kurus atdala smalkas un aleirītiskas smilts un aleirīta nogulumi. Morēnas slāņu skaits ir mainīgs, tie sadalās, un dažādas krāsas morēna veido joslas, kuras reizēm atdala smilts kārtiņas. Atsegumā var izšķirt trīs krāsu morēnas, kuras tika konstatētas arī otrajā atsegumā. Pelēkās morēnas joslas tika konstatētas visu trīs sarkanbrūnās un brūnās morēnas slāņu apakšējās daļās. Zem augšējās sarkanbrūnās morēnas pelēkās morēnas slāņa biezums sasniedz pat 2 m. Pelēkā morēna satur smilts un atšķirīgā pakāpē novājinātus sarkanbrūnās morēnas ieslēgumus (4.3. I attēls). Atsegumā novērojamas dažādas trauslas un plastiskas glaciotektoniskās deformācijas struktūras. Izteiksmīgāko struktūru veido metru gara augšupvērsta klastiska daika no diamiktona materiāla (4.3. J attēls). Tā ir injicēta virs smilšaina aleirīta un aleirītiskas smilts nogulumos. Daika veidojās zemledāja deformācijas rezultātā, materiālam tiekot mobilizētam augsta porūdēns spiediena apstākļos. Augšējā morēnas slāņa apakšdaļā tika konstatēta guloša smilts kroka, kuras šarnīrs ir orientēts Z–D virzienā (4.3. H attēls). Pelēkās un brūnās morēnas slāņos oļu garenasu orientācija ir izteikti bimodāla ar maksimumiem ZZR un DDA virzienos, kas sakrīt ar reģionālo ledāja plūsmas

virzienu. Savukārt augšējā sarkanbrūnās morēnas slānī oļu garenasu orientācijas maksimums ir RDR virzienā. Izklīdēta oļu orientācija ir apakšējā morēnas slānī, lai gan maksimums ir DDA virzienā. Tā kā augšējā morēnas slānī oļu garenasu un krokas orientācija atšķiras no oļu orientācijas pagulošajā pelēkās un brūnās morēnas slānī, tā, visticamāk, ir pārorientēta morēnas deformācijas rezultātā, par ko liecina morēnas deformācijas struktūras.

Aizvēju karjers (24°20'15" E, 56°46'18" N) atrodas rievotās morēnas proksimālajā daļā. Karjera sienas 12 m augstā atsegumā atsedzas deformētas aleirītiskas, smalkas smilts un aleirīta nogulumu slāņkopa, kuru atsegumā, kā arī citās karjera sienās vietām pārtrauc līdz 0,5 m biezas morēnas lēcas. Atseguma augšējā daļā atrodas 4–5 m biezas sarkanbrūnas zemledāja morēnas nogulumu. Šī slāņa bazālajā daļā ir sastopami reti smilts ievilkumi, kā arī izteikta augšupvērstā klastiskā daika, kas liecina par ledāja sakabināšanos ar gultni un zemmorēnas nogulumu ievilkšanu ledus bazālajā daļā. Ledus–gultnes sasaiste bija 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. Otrs atsegums atrodas Aizvēju karjera ZR sienā. To veido blīva ledāja diamiktona, aleirīta un aleirītiskas smilts materiāla mija. Diamiktons veido 5 slāņus, kuru biezums atsegumā ir mainīgs un maksimāli sasniedz tikai 40 cm. Slāņkopu šķērso vairāki pārrāvumi. Galvenie oļu linearitātes maksimumi ir ZZR, D un DDA virzienos, kas galvenokārt liecina par ledāja spriegumu no ZZR, kas ir paralēli ledāja plūsmas virzienam, līdzīgi kā pirmajā atsegumā. Morēnas slāņi, visticamāk, 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 ir sastopami blīva, brūna diamiktona slāņi, kuri ieslēgti starp deformētiem aleirīta un smilts nogulumiem. Tas liecina par kompresijas plūsmas apstākļiem reljefa formas veidošanās laikā, tāpat kā vietām sastopamie zaļganzila augšdevona māla atrauteņi. Tie ir tikuši atrauti no ledāja gultnes un pa iekšējām uzbīdījumu plaknēm pārvietoti augšup.

Kalna Būbju karjers (24°39'47" E, 56°26'10" N) atrodas Bārbeles apkārtnē, kur ir izplatītas mazizmēra rievotās morēnas. Pētītā rievotā morēna ir tikai dažus simtus metru gara, 200 m plata un 6 m augsta. Karjerā pētījumi tika veikti puslokā izvietotā vairākus desmitus metru platā un 3 m augstā sienā (4.3. L attēls). Rievotās morēnas lielāko daļu veido smilts nogulumu, kurus virzienā uz augšu pārtrauc morēnas starpslānis, kurš atsegumā ir izsekojams ar pārtraukumiem un atgādina budināžas struktūras. Atsevišķu morēnas lēcveida ķermeņu maksimālais biezums sasniedz 0,40 m. Šajā slānī oļu garenasis krīt ZZA, ZA, AZA un pat DDA un DA virzienos. Smilts slāņkopu visā karjera teritorijā pārklāj vēl viens līdz 0,80 m biezs morēnas nogulumu slānis. Šajā slānī oļu garenasis krīt galvenokārt ZZR virzienā. Tā kā morēnas slāņi ir ar mainīgu biezumu un deformēti, oļu linearitāte ledāja sprieguma virziena rekonstrukcijai ir izmantojama ļoti piesardzīgi, jo ir ticami, ka daudzviet tā ir izmainīta deformācijas rezultātā.

Augšējo morēnas slāni visā karjerā pārklāj līdz 1,50 m biezs slokšņu māla slānis, kas uzkrājās pēc rievotās morēnas izveidošanās Zemgales sprostezērā.

Osu kodolu uzbūvē liela nozīme ir rupjgraudainam glaciofluviālajam materiālam – grantij, oļiem un pat laukakmeņiem. Tie veido osa kodola fāciju (Straume, 1970). **Kaparāmura karjerā** (24°31'45" E, 56°50'54" N), kurš atrodas viena no Ogres Kangaru osa vaļņa distālajā daļā, uz Z no Ikšķiles (3.1. attēls), ir novērojama glaciofluviālo nogulumu gradācija. Tā pamatnē ir sastopams laukakmeņu un oļu materiāls, bet virs tā grants ar oļiem, ko karjera augšējā daļā pārklāj smilšaini nogulumi (4.3. A attēls). Grantainajam materiālam pārsvarā ir masīva vai ļoti neizteikti slāņota tekstūra, vietām grants slāņus pārtrauc horizontāli slāņotas smilts starpslāņi. Kaparāmura osa uzbūves detaļas liecina, ka tā sākotnējā veidošanās ir notikusi zemledāja tunelī, spēcīgām ledājudeņu straumēm nogulsņējot rupjatlūzu materiālu. 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 (3.1. attēls). Karjerā atsegte glaciofluviālie nogulumi nav tik rupjgraudaini kā Kaparāmura osā. Galvenokārt ir sastopami slīpslāņotas, horizontāli slāņotas un ripsnotas smilts, vietām muldveidīgi vai plakani slīpslāņotas grants nogulumi. Dūju karjera daļā, kas atrodas nedaudz tuvāk osa korei, nogulumi kļūst rupjgraudaināki, un ir sastopami slāņi ar granti, oļiem un akmeņiem, ko pārklāj ripsnota smilts. 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. Katrā kāpjošā ripsnojuma sērijā kāpuma leņķis pieaug virzienā uz augšu, liecinot par plūsmas ātruma samazināšanos un pieaugošu daļiņu izsēšanās ātrumu no suspensijas. 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. 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 ledājukušanas ūdeņus, un tas sekmēja R-tipa tuneļu attīstību ledāja pamatnē un seģiju osu veidošanos.

4.3. Optiski stimulētās luminiscences datēšanas rezultāti

Šajā pētījumā kvartāra nogulumu absolūtā vecuma noteikšanai tika izmantota OSL metode. Pētījuma ietvaros tika noņemti 4 smilts paraugi, kuru datēšanu veica Edita Kaļinska-Nartiša Lundas Universitātes luminiscences laboratorijā, Zviedrijā. Šobrīd ir pieejami rezultāti 2 paraugiem no Lāču karjera. Darbā tika izmantoti arī citi Viduslatvijas zemiēnē esošo nogulumu OSL datējumu rezultāti, kuri ir veikti iepriekšējos gados – 5 OSL datējumu nepublicētie rezultāti no Jaundalbiņu, Krimūnu un Pūteļu karjeriem (laboratorijas pārskats – Oinonen, Eskola, 2009), un 2 publicēti rezultāti (Zelčs et al., 2011), kas ir apkopoti 4.1. tabulā.

Jaundalbiņu karjera smilšainie nogulumi uzrāda vecumu no 53 līdz 124 ka, 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 nogulsšanās, vai arī paraugā ir sastopama atšķirīgos laikos uzkrājušies smilts.

4.1. tabula. **Darbā izmantoto OSL datējumu rezultāti.** Ar * apzīmēts rezultāts, kurš uzskatāms tikai par vecuma novērtējumu sakarā ar ļoti plašu paleodozas izkliedi.

Nosaukums	Vecums ka	Laboratorijas ID	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 ir uzkrājušies glaciofluvialā 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 nogulsšanās laikā. Šiem rezultātiem ir raksturīgs normāls, pat ļoti ciešs paleodozas sadalījums (Oinonen, Eskola, 2009), kas liecina par to, ka iegūtais vecums atbilst nevis smilts graudu nogulsšanās laikam, bet to pēdējai eksponēšanai saules gaismā, kas norisinājās pirms to izgulsnēšanās deltā, kad nogulumi netika apgaismoti. Divi paraugi no smilšainajiem zemmorēnas nogulumiem Krimūnu karjerā arī uzrāda lielu vecumu, respektīvi, 95 ± 15 ka un 101 ± 18 ka (Oinonen, Eskola, 2009), tomēr to kļūda ir mazāka kā Pūteļu paraugiem, un tie ir līdzīgi Lāču karjera OSL datējumu rezultātiem un atbilst tālāk izklāstītajai interpretācijai. Lāču karjerā OSL paraugošana tika veikta horizontāli slāņotā vidējgraudainā līdz smalkgraudainā smilti 4,7 m un 9,2 m dziļumā no zemes virsas. Smilšainos nogulumus pirmajā paraugošanas vietā pārklāja līdz 3 m bieza sarkanbrūna zemledāja morēna. Otrais paraugs tika ievākts karjera apakšējā daļā. Lāču karjerā abu ievāktu paraugu datējumu rezultāti (Edyta Kalińska-Nartiša pers. kom.) ir balstīti uz 24 liela izmēra alikvotu apstrādi, tādējādi rezultātu standartkļūda ir mazāka par 10%. Ekvivalentās absorbētās dozas sadalījums Lāči 1 paraugam ir diapazonā no 39,3 līdz 264,8 Gy, bet Lāči 2 paraugam ir diapazonā no 36,7 līdz 201,9 Gy. 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 $111,6 \pm 11,3$ ka (Lund-14051) un $92,2 \pm 9,0$ ka (Lund-14052).

Lāču karjera OSL datējumu rezultāti atbilst 5. marīno izotopu stadijai (MIS 5d līdz MIS 5b) jeb agrās Vislas interstadiālam, kas Ziemeļeiropā ilgst no 115 ka līdz 85 ka (Svendsen et al., 2004). Latvijā šajā laikā bija no ledus brīvi apstākļi (ibid.). Tā kā datēto nogulumu slāņkopa atrodas uzreiz zem augšējā Vislas apledošanas morēnas slāņa, rodas jautājums par Vidusvislas laika nogulumu iztrūkumu griezumā. Visticamāk, nogulumu, 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 Vidusvislas laikmetā apledojums varēja sasniegt tikai Latvijas R un Z. OSL datēšanas rezultāti (Zelčs et al., 2011) no baseina nogulumiem Austrumkursas augstienes Ozolpils pacēlumā (3.1. attēls) liecina, ka tie ir nogulsņējušies pirms $26,9 \pm 4,4$ ka un $29,4 \pm 4,7$ ka. Nogulumu paraugi ir ņemti no Kažoku karjera, kurš atrodas vairāk kā 50 km uz ZZR no Lāču karjera. 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 – Zemgales loba R malā, tur ledāja erozija nebija tik izteikta, kā Viduslatvijas zemes centrālajā un DR daļā. Tādējādi karjerā saglabājās nogulumu, kuri uzkrājās Vidusvislas beigās pirms vēlās Vislas apledošanas.

5. DISKUSIJA

Subglaciālās reljefa formas viennozīmīgi ir visvairāk izplatītās reljefa formas teritorijās, ko klāja pleistocēna kontinentālie segledāji. Tās var uzskatīt arī par visvairāk pētītajām ledāja reljefa formām pasaulē, īpaši plūdlīnijas subglaciālās reljefa formas. Tomēr joprojām šo reljefa formu veidošanās mehānismi ir intensīvu zinātnisku diskusiju objekts. Faktori, kas nosaka plūdlīnijas subglaciālo reljefa formu un rievoto morēnu veidošanos galvenokārt ir saistāmi ar ledāja glaciodynamiskajiem 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 ūdens plūsmu, kā rezultātā vairums subglaciālo gultnes formu attīstās spontāni no sākotnēji relatīvi gludas ledāja gultnes, ko izraisa nestabilitāte zemledāja sistēmā (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a). Pētījuma rezultāti ļauj diskutēt par Zemgales loba dinamiku, plūsmas virzieniem, deglaciācijas apstākļiem, salīdzinot tos ar citos pētījumos paustajiem viedokļiem par Fenoskandijas ledusvairoga perifēriālās segas DA sektora dinamiku Vislas leduslaikmetā.

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

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.). Kā liecina šī pētījuma rezultāti, un arī pētījumi Dubounta ezera ledus lielplūsmas gultnē (Stokes et al., 2013b), drumlinus un lielizmēra glaciālos lineamentus nav iespējams nošķirt pēc to morfometriskajiem parametriem, jo tie veido vienu populāciju. Dubounta ezera ledus lielplūsmas glaciālie lineamenti vidēji ir 945 m gari, 117 m plati, to linearitātes koeficients ir 8,7 (ibid.). Tie, salīdzinot ar Zemgales ledus loba glaciālajiem lineamentiem, 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, otrkārt, tai ir izteikta konverģences zona, kurā sastopama garāko lineamentu populācija, kurai arī tika aprēķināti minētie morfometriskie parametri.

Pētījumā par lielizmēra glaciālo lineamentu morfoloģiju pasaulē (Spagnolo et al., 2014), kur tika analizēti astoņu mūsdienu un pleistocēna ledāju lielplūsmu lineamentu morfometriskie parametri, tika noskaidrots, ka lineamentu garuma

mediāna ir tikai 2890 m, platuma mediāna ir 270 m, linearitātes koeficients sasniedz 12, savukārt augstuma mediāna ir tikai 3 m, visbiežāk 1–2 m. Ziemeļlietuvā 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 pārsniedz Dubounta ezera ledus lielplūsmas maksimālo lineamentu garumu, kas ir 20 km (Stokes et al., 2013b). Ar Ziemeļlietuvā 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 liecina, ka Zemgales loba centrālajai daļai, visticamāk, bija raksturīgs liels plūsmas ātrums – vismaz vairāki simti metru gadā.

Rievotās morēnas pasaulē galvenokārt ir izplatītas pleistocēna segledāju centrālajās daļās, kur pēc vairāku pētnieku domām (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999; Sarala, 2006) 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; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). Rievoto morēnu izplatība Upmales paugurlidzenumā, kur tās ir sastopamas nelielā attālumā no Ziemeļlietuvā fāzes malas veidojumiem, apliecina, ka tās var veidoties zem ledus plūsmām tuvu ledāja malai.

Osi Viduslatvijas zemienē pētīti jau kopš 20.gs. sākuma (Doss, 1910; Zāns, 1933, Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b). Latvijā vidējais osu un osveida formu garums ir tikai 400–600 m, lai gan garākā osu sistēma sasniedz 56 km (Putniņš, Celiņš, 2012). Savukārt Laurentīdu ledusvairoga osu virknes stiepjas vairāku simtu km garumā, garākā pat – 760 km (Storrar et al., 2014). Osu izplatība Ziemeļamerikā cieši korelējas ar kristālisko iežu izplatību (ibid.). Kaut arī Latvijā subkvartārajā virsmā neatsedzas kristāliskie ieži, un sastopami osi nesasniedz vairāku simtu km garumu, to izplatība pierāda, ka osi var būt sastopami virs vāji konsolidētiem nogulumiežiem un nogulumiem. Daži osi atrodas ielejveida pazeminājumos, piemēram, Zemgales līdzenuma DR daļā un ZR Vidzemē, kas pēc morfoloģijas atgādina tuneļielejas (Ó Cofaigh, 1996). Šādas sakarības liecina par secīgu minēto reljefa formu veidošanos un subglaciālo procesu maiņu no erozijas uz nogulu akumulāciju.

Subkvartārās virsmas topogrāfijai Latvijā sākotnēji bija noteicošā ietekme uz ledus plūsmu (Zāns, 1936; Danilāns, 1972; Zelčs, 1993a). 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. Tā kā lielākā daļa Latvijas augstieņu ir ar pirmskvartāra nogulumiežu kodolu (Zelčs, Markots, 2004), tas veicināja ledus plūsmas aplikšanos gar augstienēm, īpaši pēdējā

apledojuma noslēguma posmā. Subkvartārās virsmas topogrāfijas un subglaciālo reljefa formu izplatības (4.1. attēls) analīze liecina, ka subkvartārā virsma ietekmēja ledus plūsmas virzienu un ātrumu. Iegūtie rezultāti neaplicina, ka ledus loba mērogā varētu konstatēt saistību starp drumlinu un rievoto morēnu izplatību un pamatiežu virsmas topogrāfiju un litoloģisko sastāvu, kā tas ir novērots arī citur pasaulē (Stokes et al., 2008; Dunlop, Clark, 2006), lai gan vairākos pētījumos ir konstatētas minētās sakarības lokālā mērogā (Greenwood, Clark, 2010; Zelčs, Dreimanis, 1997). Subkvartārās virsmas lokālie pacēlumi un pazeminājumi Zemgales loba gultnē varēja ietekmēt nevienmērīga ledāja sprieguma rašanos ledāja bazālajā daļā un tā gultnes nogulumos, kas veicināja glaciotektonisko deformācijas struktūru veidošanos. Lokālpacēlumu ietekme, iespējams, izpaudās Baldones apkārtnes rievoto morēnu attīstībā, kuras veidojās ekstremālos ledāja spiedes apstākļos proksimālā virzienā pirms aprimuša ledus. Tas veicināja a- un b-linearitātes veidošanos un dažādos morēnas slāņos atšķirīgu oļu orientāciju atkarībā no ledāja sprieguma lauka. Iespējams, lokālu ledus aprimšanu un spiedes apstākļus nodrošināja subkvartārās virsmas nelīdzenumi. Viduslatvijas zemienē ir izplatīti terigēnie, karbonātiskie un 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 viennozīmīgi novērtēt neļauj detaļu un telpiski vienmērīgi izvietotu datu trūkums par pamatiežu augšējās slāņkopas uzbūvi un īpašībām.

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

Šī darba autora pētīto drumlinu kodoli visos gadījumos sastāv no šķirotiem nogulumiem, kuri mēdz būt gan nedeformēti, gan deformēti dažādā pakāpē un dziļumā. No šķirotiem nogulumiem sastāvošos drumlinu kodolus gandrīz vienmēr pārklāj zemledāja morēnas nogulumi. Vienīgais izņēmums ir Brenčēnu kalna drumlins (Lamsters, 2012), kura proksimālo un stāvāko daļu veido injektīvā diapīrveida krokā deformēti smilts nogulumi. Tos drumlina nogāzē pārtrauc morēnas zvīņveida uzbīdījums. Arī V. Zelčs u. c. (1990) un V. Zelčs (1993a) konstatēja, ka drumlinu kodoli Viduslatvijas zemienē sastāv no dislocētiem glacioakvālajiem nogulumiem, kā tas lielākoties ir novērots šajā pētījumā. Kā liecina šī darba un citi pētījumi (Zelčs, 1993a; Zelčs et al., 1990), nozīmīga ir dažādu glaciotektonisko deformāciju, īpaši zvīņveida uzbīdījumu un kroku klātbūtne drumlinu uzbūvē. V. Zelčs un A. Dreimanis (1997), pamatojoties uz Burtnieka drumlinu lauka pētījumiem, norāda, ka drumlinu kodoli sastāv galvenokārt no glaciotektoniski deformētiem litoloģiski atšķirīgiem pleistocēna nogulumiem un dažviet arī no vāji cementētiem dislocētiem vidusdevona smilšakmeņiem. Šajā darbā aplūkoto drumlinu morēnas makrolinearitāte parasti liecina par linearitātes veidošanos drumlinu garenasim 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 pētījums ir veikti pagājušā gadsimta 80. gados (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982), un tika konstatēts, ka tos veido līdz pat četri vēlā Vislas apledojuuma morēnas slāņi. Turklāt visi morēnas slāņi saguļ saskanīgi, atspoguļojot pozitīvo reljefa formu topogrāfiju (ibid.). Šo lineamentu uzbūve apliecina, ka tie ir veidojušies zem aktīva ledāja erozijas un akumulācijas procesu rezultātā, iespējams, vairāku oscilācijas fāžu laikā, par ko liecina vairāku stadiju morēnas slāņu esamība. 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 atrauņiem glaciālajos lineamentos. Tas norāda par zemledāja deformācijas nozīmi to veidošanā.

Zemgales rievoto morēnu uzbūve, par ko liecina šī un agrāko pētījumu rezultāti (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004; Zelčs, 1999; Lamsters, Ošs, 2012), kopumā ir komplicētāka kā drumliniem. Mašēnu karjerā var izšķirt vismaz četras sarkanbrūnas, brūnas un tumši pelēkas morēnas joslas un slāņus, kas veido zvīņveida uzbīdījumus. Līdzīgu rievotās morēnas uzbūvi pirmo reizi novēroja A. Dreimanis (1935), kurš atklāja piecus morēnas slāņus Daugavas stāvkrastā. Vēlāk A. Dreimanis un V. Zelčs (1998, 2004) norādīja, ka zem tiem ieguļ vēl viens vai divi slāņi, kuri, iespējams, veidojušies Zāles apledojuuma laikā. Arī citās rievotajās morēnās Upmales paugurlīdzenumā ir konstatēta zvīņveida uzbīdījumu struktūra (Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Zelčs, 1999), kā arī sastopami pleistocēna nogulumu un pamatiežu atrauņi (Dreimanis, 1935; Dreimanis, Zelčs 1998; Lamsters, Ošs, 2012).

Pētīto Ogres Kangaru 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). Tā liecina par spēcīgām ledājūdeņu straumēm, kuru nestais rupjgraudainais glaciofluvialais materiāls tika izgulsnēts zemledāja tuneļa atveres tuvumā.

Pētījumā iegūtie OSL datēšanas rezultāti no Lāču karjera ($111,6 \pm 11,3$ ka un $92,2 \pm 9,0$ ka), tāpat kā rezultāti no Krimūnu karjera (95 ± 15 ka un 101 ± 18 ka; Oinonen, Eskola, 2009), liecina par nogulumu uzkrāšanos agrās Vislas interstadiālā (MIS 5d–5a), kura laikā arī pēc citu pētījumu rezultātiem Baltijas teritorijā bija no ledus brīvi apstākļi no vismaz 115 ka līdz 68 ka (Kalm et al., 2011) vai no $76,5 \pm 4,9$ ka līdz $114,3 \pm 7,4$ ka (Molodkov et al., 2010). Vidusvislas laikā iespējams 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. Tādējādi lielākajā pētījumu teritorijas daļā pēc Zāles apledošanas nākamais apledojums bija tikai vēlās Vislas laikā ne ātrāk kā pirms 24 ka, un laika intervālā no 54 ka līdz 24 ka (Lejasciema interstadiāls pēc Zelčs, Markots, 2004) visā Latvijā bija no ledus brīvi apstākļi. 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 ir iegūts vairākos pētījumos citur Latvijā un Lietuvā (Satkūnas et al., 2009; Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012). Tomēr pēc pieejamajiem absolūtā vecuma datējumiem, pētījumu teritorijā Vidusvislas stadiāla morēnas nogulumu nav konstatēti. Tas liecina, ka vēlā Vislas stadiāla laikā vismaz Viduslatvijas zemienes centrālajā daļā tika erodēta liela daļa Vidusvislas interglaciāla noguluma, kuri ir saglabājušies citur Latvijā, kur ledāja erozija izpaudās mazākā mērā, kā, piemēram, Kažoku karjerā Austrumkursas augstienes nogāzē, kas robežojas ar pētījumu teritoriju (Zelčs et al., 2011). 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 datējumi uzrāda lielu vecumu, un paleodozai ir raksturīga palielināta izkļiude, rodas jautājums, vai visi datētie kvarca graudi to pēdējās nogulsnešanās laikā ir tikuši pilnībā izgaismoti. Šobrīd nav skaidrs, vai paleodozas izkļiude pieaug līdz ar pieaugošu ekvivalento dozu. Tādējādi nevar viennozīmīgi pateikt, vai smilts graudi ir bijuši izgaismoti tikai daļēji, vai arī palielināta paleodozas izkļiude ir radusies citu faktoru rezultātā.

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 apledošanas 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 izgulsnešanās straujās un turbulentās ūdens plūsmās, nogulsnešanās nakts periodā vai arī ievērojama ūdens duļķainība.

Citas 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 apledošanas morēnā Daugmales Tomēnu apkaimē. No tiem tika iegūti datējumi $86,0 \pm 6,8$ ka un $105,0 \pm 9,2$ ka. Šie gliemežvāki atradās agrā Vislas interstadiāla marīnajos nogulumos, kurus Zemgales lobs vēlāk pārvietoja pēdējā apledošanas laikā no to atrašanās vietas Rīgas līcī (Zāns, Dreimanis, 1936; Molodkov et al., 1998, Zelčs et al., 2011). 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 nogulumu, kuri ir datēti ar OSL metodi (Lāči 1, 2 un Krimūnas 1, 2; skat. 4.1. tabulu).

5.3. Subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās

Drumlinu un citu subglaciālo gultnes reljefa formu veidošanās joprojām ir aktuāls un neatrisināts jautājums. Ietekmīgākā ideja drumlinu veidošanās uzskatu attīstībā ir koncepts par zemledāja deformāciju (Boulton, 1987), kas dažādās izpausmēs ir novērojama arī visu Zemgales loba subglaciālo gultnes formu uzbūvē. Zemledāja deformācija ir ļoti izplatīta parādība (Hart, Rose, 2001), lai gan tās izplatība un izpausmes dziļums ledāja gultnē ir diskutējams jautājums (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2001; van der Meer et al., 2003). Daļēji šis jautājums ir atrisināts, attīstot ledāja gultnes mozaikveida deformācijas modeli (Piotrowski et al., 2004), kurā ledāja gultni veido laikā un telpā mainīgi stabilas un deformējamas gultnes nogabali. Pētījumi par Zemgales loba reljefa formu izplatību un uzbūvi liecina par labu mozaikgultnes teorijai, kas izpaužas dažādos mērogos. Piemēram, pat vienā karjerā Lāču drumlinā nogulumu glaciotektoniskās deformācijas raksturs ir ļoti mainīgs. Lāču karjerā dokumentētā nogulumu uzbūve un struktūras liecina, ka drumlina veidošanās sākotnēji notika smilšaino nogulumu daļējas erozijas rezultātā. Vēlāk, ledājam esot sasaistītam ar gultni, nogulumi tika galvenokārt plastiski deformēti, kas vismaz daļēji notika jau vienlaicīgi ar zemledāja morēnas uzkrāšanos. Trauslas glaciotektoniskās deformācijas struktūras norāda arī uz to, ka, iespējams, sākotnēji nogulumi ir bijuši sasalušā stāvoklī, bet vēlāk atkususi un tikuši plastiski deformēti. Tā kā pētīto plūdlinijas subglaciālo gultnes formu uzbūvē dominē smilšainie nogulumi, šie iespējami izturīgi nogulumu apgabali zemledāja gultnē varēja būt par pamatu mobila morēnas slāņa akrēcijai, ko pavadīja arī morēnas slāņa un nogulumu pagulslāņa erozija un deformācija.

Kā to ir formulējuši un modelējuši vairāki pētnieki (Clark, 2010; Stokes et al., 2011, 2013a; Chapwanya et al., 2011), 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). Šobrīd nestabilitātes teorijā pamatotie skaitliskie modeļi spēj izskaidrot trīsdimensionālu rievoto morēnu, drumlinu un lielizmēra glaciālo lineamentu veidošanos (Fowler, Chapwanya, 2014). Lielākā daļa pētnieku atzīst, ka lielizmēra glaciālie lineamenti ir veidojušies (Clark, 1993; Stokes et al., 2013b; Ó Cofaigh et al., 2013; Spagnolo et al., 2014) un veidojas (King et al., 2009; Smith, Murray, 2009) arī mūsdienās zem ātrām ledus plūsmām. 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 nogulsneto 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 atrauņņi un lēcas morēnā. Līdzīgi arī V. Zelčs (1993a, 2000) ziņoja par pirmskvartāra nogulumiežu un pleistocēna smilšaino nogulumu atrauņņiem glaciālajos lineamentos Austrumlatvijas zemienē, kuri ir transportēti attālumā, kas nepārsniedz pašu lineamentu garumu.

Par rievoto morēnu veidošanos literatūrā arī eksistē daudzas ļoti atšķirīgas teorijas. Vienas no nozīmīgākās teorijas autori (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999) uzskata, ka tās veidojas, saplaisājot un atkūstot sākotnēji sasalušai morēnas slāņkopai stiepes plūsmas rezultātā. Reljefa formu sakārtojums Zemgales rievoto morēnu izplatības areālā liecina par silti bāzētu ledāju pirms rievoto morēnu attīstības, kad ledāja gultnē veidojās plūdlīnijas subglaciālās gultnes formas. Rievoto morēnu veidošanās, visticamāk, notika ledus plūsmas aprimšanas laikā, kad ledājs sāka sporādiski tā malas zonā piesalt pie gultnes. Šāds scenārijs atbilst rievoto morēnu veidošanās mehānismam Dubounta ezera ledus plūsmas gultnē, Kanādā, kur to veidošanos izraisīja glacioloģiskā režīma maiņa. Rievoto morēnu veidošanās notika lokālos sasalstošās ledāja gultnes apgabalos un/vai pārējas zonā starp ātri un lēni plūstošu ledāju, stiepes plūsmai mainoties uz kompresijas plūsmu (Stokes et al., 2008). Šādos apgabalos notika ledus plūsmas bremsēšanās, kas izsauca nogulumu sabīdīšanu un zvīņveida uzbīdījumu veidošanos. 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). Jaunāko pētījumu rezultāti (Lamsters, Zelčs, in press) liecina, ka to veidošanās var notikt arī pirms lokāliem auksti bāzēta ledus apgabaliem, kad ledāja aprimšanas laikā notiek tā sporādiska piesalšana gultnei.

5.4. Zemgales ledus loba paleoglacioloģiskie un deglaciācijas apstākļi

Zemgales loba subglaciālās reljefa sistēmas veidojās galvenokārt Viduslietuvā un Ziemeļlietuvā oscilācijas fāzēs, kad notika atkārtota loba aktivizācija un pieauga plūsmas ātrums, kas bija pietiekams, lai izveidotos raksturīgs reljefs ar glaciālajiem lineamentiem. Ātru ledus plūsmu sekmēja loba gultnē pastāvošais augstais porūdens spiediens, kuram bija pulsējošs raksturs. Tas veicināja ātru ledus plūsmu zemledāja deformācijas un bazālās slidēšanas kombinācijas rezultātā, kā to ir uzsvēruši arī citi pētnieki (Jørgensen, Piotrowski, 2003). Deformācijas izplatība un dziļums bija mainīgs. Ziemeļlietuvā fāzes noslēguma posmā bija izteikta ledājūdeņu aktivitāte, kura radīja osus un tunelīlejas. Zemgales loba atkāpšanās vismaz DA daļā šīs fāzes laikā arī bija atšķirīga, jo tai bija raksturīga frontāla deglaciācija, kuras laikā ledāja malā, Madlienas nolaidenuma R daļā, izveidojās recesijas morēnas, savukārt Upmales paugurlīdzenumā zonā vai sporādiskos apgabalos starp silti un auksti bāzētu ledu izveidojās rievotās morēnas.

To telpiskais izvietojums pleistocēna ledus vairogu centrālajās daļās ir izmantots, lai rekonstruētu auksti bāzēta ledus izplatību un pārēju uz atkūstošu gultni (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999). Pētījumi par Zemgales rievotajām morēnām turpretim liecina, ka tās varēja veidoties tuvu ledāja malai sasalstošas gultnes apstākļos, kas iezīmēja ledus plūsmas aprimšanu, līdzīgi kā Dubounta ledus plūsmā, Kanādā (Stokes et al., 2008).

Fenoskandijas ledus vairoga DA mala vēlajā Vislas apledojumā Baltijas zemienēs sāka uzvirzīties pirms aptuveni 25 ka (Rinterknecht et al., 2006; Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012; Lasberg, Kalm, 2013), maksimālās uzvirzīšanās robežu sasniedza pirms 21 ka, bet atkāpties sāka pirms $19 \pm 1,6$ ^{10}Be ka (Rinterknecht et al., 2006). Deglaciācijas laikā Baltijā nenotika ledus vairoga malas uzvirzīšanās, bet gan ledāja lobi un mēļu aktivizācija lielākajos pazeminājumos, kamēr augstienēs norisinājās stagnācija (Zelčs, Markots, 2004). Šādas lobi oscilācijas notika asinhroni un bija ar uzplūdu raksturu (Bitinas, 2012), tādēļ ledāja malas veidojumu korelācija nereti ir aprūtināta. Dažādu autoru interpretācijas un malas veidojumu joslu skaits ir atšķirīgs (Guobyte, 2004; Kalm, 2006, 2012; Raukas et al., 2010; Guobyte, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011). Lietuviešu pētnieki vēlo Vislas apledojumu iedala Grūdas un Baltijas stadijās, turklāt pēdējā stadijā tiek izdalītas vismaz trīs fāzes (Gaigalas, 1995; Guobyte, 2004). Tomēr Lietuvā nav atklāti vēl Vislas apledojuma starpstadiju nogulumi, tāpat kā Latvijā, tādējādi iedalījumam stadijās un fāzēs nav klimatostratigrāfiska pamatojuma, un ir iespējams izdalīt tikai litostratigrāfiskas vienības (Guobyte, Satkūnas, 2011; Bitinas, 2012). Vēl Vislas apledojuma deglaciācijas laikā Viduslatvijas un Viduslietuvās zemienēs nenotika pilnīga ledus masu atkāpšanās, bet gan areāla deglaciācija, kuras rezultātā ledus lobi, atkārtoti uzvirzoties, sastapās ar aprimušu ledu (Bitinas et al., 2004; Bitinas, 2012; Guobyte, Satkūnas, 2011; Karmazienē et al., 2013). Areāla deglaciācija bija īpaši raksturīga Zemgales loba centrālajai, kā arī rietumu daļai, kur plašas ledus masas aprima uzreiz, un drumlinizētais reljefs netika pārveidots ledus loba īslaicīgu fluktuāciju rezultātā.

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 Ziemeļlietuvās lidzenumos, 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 apstākļi, ka tās mēdz būt uzguldītas viena virs otras liecina par to veidošanos vairākos posmos atkarībā glaciodynamiskajām un termiskajām izmaiņām ledusgultnes kontaktzonā, ledus plūsmas ātruma un darbības ilguma. Glaciālie lineamenti demonstrē lielu garenas 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 aprīma 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 terīgēnajiem nogulumiežiem, kur to izplatība mēdz būt saistīta ar ielejveida pazeminājumiem, kuri nereti ir mantoti no subglaciālās virsmas iegrauzumiem, un pēc tam saistīti arī ar tuneļieļu 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 atrauņi, 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 izmantojami 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 porūdēns līmenis un ledāja sasaiste ar gultni. Šī sasaiste bija laiktelpiski mainīga un mijās ar bazālās slīdēšanas etapiem porūdēns 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 porūdēns 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 aprīšanu. 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 zemienu robežojošajos augstieņu apvidos.

Iegūtie rezultāti ļauj secināt, ka pētījuma mērķis ir sasniegts un izvirzītās tēzes ir pierādītas. Sakarā ar subglaciālajās reljefa formās esošajiem smiltis 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.

DISERTATIONES GEOLOGICAE
UNIVERSITAS LATVIENSIS
NR. 30



Kristaps Lamsters

**SUBGLACIAL LANDSYSTEMS AND DYNAMICS
OF THE ZEMGALE LOBE
OF THE FENNOSCANDIAN ICE SHEET**

SUMMARY OF DOCTORAL THESIS

Submitted for the Doctoral Degree in Geology
Subfield of Quaternary Geology and Geomorphology

Rīga, 2015

The doctoral thesis was carried out at the Department of Geology of the Faculty of Geography and Earth Sciences, University of Latvia from 2011 to 2015.



IEGULDĪJUMS TAVĀ NĀKOTNĒ



LATVIJAS
UNIVERSITĀTE
ANNO 1919

This work has been supported by the European Social Fund within the project "Support for Doctoral Studies at University of Latvia".

Form of the thesis: Dissertation in the field of Geology, subfield of Quaternary Geology and Geomorphology.

Supervisor:

Vitālijs Zelčs, Professor, *Dr. geol.* (University of Latvia)

Reviewers:

Albertas Bitinas, Professor, *Dr. geol.*, Klaipeda University (Lithuania)

Juris Soms, *Dr. geol.*, Daugavpils University

Valdis Segliņš, Professor, *Dr. geol.*, University of Latvia

Doctoral Committee:

Laimdota Kalniņa, Associate Professor, *Dr. geogr.*

Ervīns Lukševičs, Professor, *Dr. geol.* – chairman

Valdis Segliņš, Professor, *Dr. geol.*

Ģirts Stinkulis, Associate Professor, *Dr. geol.* – secretary

Vitālijs Zelčs, Professor, *Dr. geol.* – deputy chairman

This thesis is accepted for the commencement of the degree of Doctor of Geology (in Quaternary Geology and Geomorphology) on May 14, 2015, Protocol No. 3/2015, by the Doctoral Committee of Geology at the University of Latvia.

The thesis will be defended at the public session of the Doctoral Committee of Geology, University of Latvia, at 13:00 on August 25, 2015, Alberta Street 10, Jāņa Rutka auditorium (Room 313).

The thesis is available at the Scientific Library of the University of Latvia Kalpaka Blvd. 4, Rīga, and Academic Library of Latvia, Lielvārdes Street 4, Rīga.

The publication of this summary of doctoral thesis is granted by the University of Latvia.

Address for submitting of comments:

Dr. Ģirts Stinkulis, Department of Geology, University of Latvia, Raiņa Blvd. 19, LV-1586, Rīga. Fax: +371 733 2704, e-mail: Girts.Stinkulis@lu.lv

© Kristaps Lamsters, 2015

© University of Latvia, 2015

ISBN 978-9934-18-034-7

ABSTRACT

Doctoral thesis is devoted to subglacial landforms of the Zemgale Lobe of the 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.

List of abbreviations

DEM – digital elevation model

GIS – Geographical information system.

ka – kiloannum – thousands of years before present

LGIA – Latvian Geospatial Information Agency

LIDAR – Laser Illuminated Detection and Ranging

LU GZZF – the Faculty of Geography and Earth Sciences at the University of Latvia

SGSL – State Geological Survey of Latvia

LEGMC – Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre

m a.s.l. – metres above sea level

m b.s.l. – metres below sea level

MIS – Marine isotope stages

OSL – optically stimulated luminescence.

SRTM – *Shuttle Radar* Topography Mission

CONTENTS

INTRODUCTION	53
1. GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL BACKGROUND OF THE STUDY AREA AND PREVIOUS INVESTIGATIONS	58
2. INSIGHT INTO THE PROCESSES AND FORMATIONS AT THE GLACIER-BED INTERFACE	65
3. MATERIALS AND METHODS	68
4. RESULTS AND INTERPRETATION	71
4.1. Subglacial landsystems of the Zemgale Ice Lobe, their distribution and morphology	71
4.2. Composition and internal structure of subglacial landforms of the Zemgale Ice Lobe	78
4.3. The results of optically stimulated luminescence dating	85
5. DISCUSSION	88
5.1. Distribution and morphology of the subglacial landforms of the Zemgale Ice Lobe and their association with bedrock surface topography and lithology	88
5.2. Internal structure of the subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe and timing of sediment deposition	90
5.3. Formation of the subglacial bedforms	93
5.4. Paleoglaciology and deglacial conditions of the Zemgale Ice Lobe	94
CONCLUSIONS	96
LIST OF PUBLICATIONS	99
REFERENCES	102

INTRODUCTION

Topicality of the study is determined by more and more scientific attention that is being paid nowadays to the dynamics of ice streams due to global climate change, observed global temperature rise and potential impact of melting glaciers on sea level rise (IPCC, 2013). Contemporary ice streams are draining Greenland and Antarctic ice sheets, thus being their main mass balance component that provides the stability of an ice sheet (Bennett, 2003; Rignot, Kanagaratnam, 2006; Rignot, 2011) in similar way to paleo-ice streams (Stokes, Clark, 2001). Almost 90% of the ice and deposits of the Antarctic Ice Sheet are transported by ice streams (Bennett, 2003), but the detail mechanisms that ensure fast ice flow and mass loss are still unclear. Thus, the studies of subglacial processes and landforms are needed to better understand the behaviour of contemporary and paleo-ice streams and predict the evolution of modern glaciers. Subglacial bedforms have been discovered beneath Antarctic paleo-ice (Davies et al., 2012; Livingstone et al., 2012) and contemporary ice stream beds (King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009), where they develop from deformable till at the decadal timescale.

Glacier movement in the case of warm-based ice lying on deformable substratum occur by basal sliding and bed deformation (Boulton, 1996; Piotrowski, Menzies, 2002). These processes have a crucial role on the formation of subglacial landforms, although the opinions of the distribution, intensity and depth of subglacial deformation are different (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2001; van der Meer et al., 2003). Similarly, the mechanism of ice-bed interaction is known only commonly. Piotrowski et al. (2004) suggests that the glacier bed is a mosaic of deformable and stable spots, what is supported also by the studies of subglacial processes beneath Antarctic ice streams (King et al., 2007; Smith, Murray, 2009). Mosaic ice-bed deformation model is included in the theory of sticky spots, which have a significant impact on the ice flow and its shut-down (Alley, 1993; Stokes et al., 2007). The formation of sticky spots is one of the most important factors associated with a development of ribbed moraines (Stokes et al., 2008). The aforementioned determines the necessity to pay an attention on subglacial processes and their reflections in glacier bed sediments. This is also done in this work studying the composition and sedimentary structure of subglacial landforms as well as distribution of glaciotectonic structures.

Subglacial landforms and their forming sedimentary structures reflect subglacial conditions that prevailed at the ice stream bed and determined its development and degradation. Therefore, it is important to understand the distribution and formation of subglacial landforms on the Zemgale Lobe bed that makes a contribution in overall awareness of ice-dynamics and subglacial processes. As direct observations of these processes beneath contemporary glaciers are very limited and complicated due to the inaccessibility of glacier beds, the studies of

paleo-ice dynamics and paleoglaciology will promote a better understanding of processes under modern ice streams, their behaviour and contribution to the climate. The subglacial landforms of the Zemgale Lobe have been investigated only in the second half of the twenty century using the methods and materials of this time (Āboltiņš, 1963, 1970, 1989; Straume, 1979; Zelčs, 1986a, b, 1993a; Zelčs et al., 1990; Dreimanis, Zelčs, 1998), so this work is necessary for the up-to-date development of Quaternary geology and geomorphology in Latvia.

The recent studies of distribution and composition of glacial landforms in North Lithuania is general (Guobytė, 2004; Guobytė, Satkūnas, 2011) and fragmentary (Bitinas et al., 2004; Karmazienė et al., 2013; Baltrūnas et al., 2014). This determines a necessity to investigate these landforms and paleoglaciology at the ice lobe scale both in Latvia and Lithuania. The results of previous investigations of the last deglaciation and Pleistocene chronology in Baltics (Guobytė, 2004; Zelčs, Markots, 2004; Kalm, 2006, 2012; Rinterknecht et al., 2006, 2008; Raukas et al., 2010; Guobytė, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011; Bitinas, 2012) indicate on unresolved stratigraphic issues and correlation problems of ice marginal positions. In this work, the author's interpretation of the arrangement, morphology and composition of subglacial landforms, and relation to the basal thermal conditions and ice-marginal positions is offered, based on the previous investigations and new data obtained during this research. The topicality of this study is also related to the applied questions as the distribution, thickness, genesis of Quaternary deposits and issues of the complex structure of subglacial landforms what concerns the exploration, sustainable use of Quaternary mineral deposits.

Novelty of the study

Novelty of this study is associated with geospatial approach and research of subglacial landforms and processes at the ice lobe scale. Thus, the study area stretches from the Central Latvian Lowland to North Lithuanian plains, where the analysis of glacial topography is based on high-resolution LIDAR-derived elevation data. An approach of reconstruction ice stream dynamics, flow directions and subglacial processes from subglacial landform record is used extensively around the globe at different scales and modifications. In studies of contemporary (Evans, Rea, 2003; Schomacker et al., 2014) and paleo-ice streams/lobes (Clark, Stokes, 2003; Kehew et al., 2012), the glacial landsystem approach is used very successfully (Evans, 2005). The questions of the Zemgale Lobe paleoglaciology and deglaciation are addressed also in this work at the ice lobe scale, what have not been previously done in Latvia and neighbouring countries. The theoretical framework of this study is based on the latest scientific discoveries, which have evolved considerably in recent decades.

New quality geospatial information and modern GIS possibilities were used in the landform research. This made possible to study subglacial landforms of the Zemgale Lobe in so far unrealized ways and details collecting and analysing

quantitative data of their distribution, morphology, relation to glacier bed topography, lithology and other properties. In order to map subglacial landforms and obtain data of their morphometry, LIDAR-derived digital elevation models were used for North Lithuania and partly for Central Latvian Lowland. For the rest of Latvia, the large scale topographic maps were used. As a result, a high accuracy and detail digital map of the subglacial landforms and database of their morphometric parameters was produced. The newest model of bedrock topography surface for Latvia (Popovs et al., 2013) was applied, which made possible to compare the distribution of subglacial landforms with changes of bedrock topography.

During the fieldwork, well-established sedimentological and glacio-structure analysis methods (Āboltiņš, 1989; Zelčs, 1993a; Hubbard, Glasser, 2005; Benn, Evans, 2010) were applied as well as lithofacies analysis method (Miall, 1977, 1978) that has been used rarely for description of the Quaternary deposits in Latvia. The information of the Quaternary deposits of the study area was obtained not only from Quaternary maps but also from the Latvian drillhole database (LVĢMC DB "Urbumi"). The OSL dating method was used to get absolute ages of sandy deposits forming the cores of subglacial bedforms and marginal formations in the Central Latvian Lowland, and this adds a significant value to the existing knowledge of the Late Pleistocene chronostratigraphy. The dating results, developed digital map and geodatabase of subglacial landforms will be available also in further research.

Hypothesis of the study

Subglacial bedforms of the Zemgale Lobe represent a single paragenetic association of streamlined bedforms and ribbed moraines. The formation of these bedforms was initiated by small perturbations at the ice bed, which caused the instability in the system and development of subglacial bedforms in respect to pre-existing sediments. The differences in morphology and internal structure of subglacial bedforms were mainly determined by the glaciodynamic and thermal changes at the ice-bed interface.

Defined theses for defence

1. Elucidation of the spatial distribution, spatial arrangement, superimposition, morphology and composition peculiarities of subglacial landforms, as well as their location in relation to ice-marginal zones, enables the clarification of the Zemgale Lobe advance and retreat, subglacial processes and ice flow directions in the study area.
2. The paragenetic association of subglacial bedforms on the Zemgale Lobe bed is represented as drumlins, megaflutes, mega scale glacial lineations and ribbed moraines.

3. Streamlined subglacial bedforms on the Zemgale Lobe bed developed as a result of fast and extensional ice flow sustained by a combination of basal sliding and bed deformation, whereas ribbed moraines developed at the transition zone of warm and cold based ice and/or proximally from cold based ice patches under compressive ice flow and freezing bed conditions during ice lobe stoppage.
4. The composition of subglacial bedforms of the Zemgale Lobe is related to the ice bed substrate and redistribution of initial sediment thickness, subglacial erosion, glaciotectonic deformation, transport and sediment accumulation, which occurred in several steps and spatio-temporally overlapped due to the changes of glaciodynamic and thermal conditions at the ice-bed interface.

The aim and main objectives of the study

The aim of the thesis is to elucidate the distribution and transformation, morphology, internal structure, ice dynamics and paleoglaciological conditions of the Zemgale Lobe of the Fennoscandian Ice Sheet in the Central Latvian and North Lithuanian plains.

In order to fulfil the aim of the thesis, following objectives were defined: (1) to identify and analyse results of previous investigations on subglacial landforms and ice stream dynamics in Latvia, Lithuania and elsewhere; (2) to map subglacial landforms from topographic maps and available digital elevation models, and obtain their morphometric parameters; (3) to provide interpretation and analysis of the glaciomorphological mapping results – the distribution and morphology of subglacial landforms; (4) to survey internal structure of subglacial landforms in order to reconstruct sedimentation conditions, deformation and time of deposition; (5) to find out the formation conditions of subglacial landforms at the glacier bed; (6) to reconstruct the evolution of glacial topography and ice flow directions.

Approbation of the study results

The study results have been published in 1 monograph, in 2 scientific journals indexed in Web of Science and SCOPUS databases, and in 4 publications in the issues of scientific papers of Latvia. Two scientific articles have been published in edited book. Results are presented in 9 international and 6 local scientific conferences.

Acknowledgements

This work has been supported by the European Social Fund within the project “Support for Doctoral Studies at the University of Latvia” and National research program Nr. 2010.10-4/VPP-5ResProd 1. project GEO.

I would like to express my gratitude to my supervisor Professor Vitālijs Zelčs for the support, help in field studies and valuable advices in thesis writing process. Special thanks to Dr. geol. Kāliņška-Nartiša for dating sand sediments with OSL method. Thanks to Armands Bernaus, Reinis Ošs, Māris Krievāns and others for help during fieldwork. I thank Vytautas Minkevičius from Lithuanian Geological Survey and SIA Metrum for preparing of LIDAR-derived digital elevation models. I am grateful to my friends and colleges for support during this study. Sincere thanks to my wife Kristīne and daughter Gabriēla for support and understanding.

1. GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL BACKGROUND OF THE STUDY AREA AND PREVIOUS INVESTIGATIONS

Study area (Fig. 1.1) is located in the central part of Latvia and northern part of Lithuania. In Latvia it comprises Vadakste plain, Zemgale Plain, Tīreļi Plain, Upmale Hummocky Plain, Taurkalne Plain, Lower Daugava Valley, Ropaži Plain, Madliena Tilted Plain and Metsepole Plain within the Central Latvian Lowland (Zelčs, Šteins, 1989; Zelčs, 1998). In Lithuania study area covers North Lithuanian and Central Lithuanian plains (Guobytė, Satkūnas, 2011). The study area is located within the inner peripheral zone of the last Fennoscandian Ice Sheet (Straume, 1979; Āboltnišs, 1989; Zelčs, Markots, 2004). Western, Eastern and Northern Kursa, Idumeja, Vidzeme, Žemaitija and Aukštaitija uplands as well as Augstroze, Pampāļi and Sēlija interlobate highs demarcate study area and separate it from other lowlands (Straume, 1979; Dreimanis, Zelčs, 1995; Zelčs, Markots, 2004). Central Latvian Lowland is a glaciodepression of divergent type (Zelčs, 1993a), and it is located also at the major Central Latvian bed-rock depression (Danilāns, 1997).

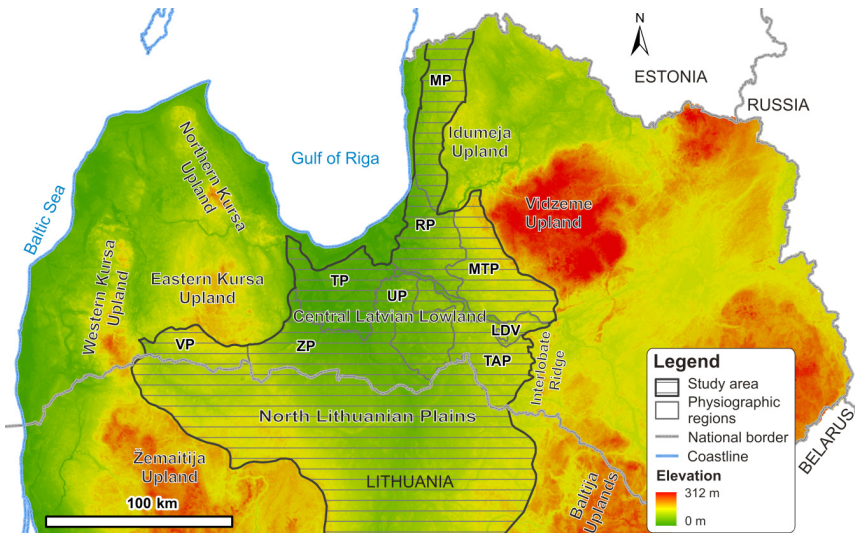


Figure 1.1. Location of the study area and glaciomorphological regions. Legend: VP: Vadakste Plain; ZP: Zemgale Plain; TP – Tīreļi Plain; UP – Upmale Plain; TAP – Taurkalne Plain; LDV – Lower Daugava Valley; MTP – Madliena Tilted Plain; RP – Ropaži Plain; MP – Metsepole Plain. SRTM DEM at background.

The most significant historical studies regarding the glacial topography of the Central Latvian Lowland were carried out at the end of 19th century and at the beginning of 20th century (Grewingk, 1879; Doss, 1910; Kupffer, 1911; Hausen, 1913; Mortensen, 1924). First significant publications in Latvian, devoted to landforms of the study area, were published by Zāns (1933, 1936), giving special attention to eskers and summarising the measurements of glacial striations. Dreimanis (1935) was the first to study glaciotectonic deformations at the banks of river Daugava. Further studies – both general and specific – were published during the soviet period. These studies investigated geological development, formation of glacial topography, the extent and composition of Quaternary deposits, glacial morphogenesis and deglaciation as well as stratigraphic studies (Danilāns, 1961, 1973; Āboltiņš, 1963, 1970; Savvaitovs, Straume, 1963; Straume, 1968, 1970, 1979; Āboltiņš et al., 1975; Eberhards, 1972a, b, 1975; Ginters, 1978; Zelčs, 1986a, b; Zelčs, Šteins, 1989; Zelčs et al., 1990). Significant contribution to the research in Quaternary geology and geomorphology was also given by geological mapping at scales of 1:50 000, 1:20 000, 1:500 000.

The glacial topography of the study area, generally, was formed during the Gulbene and Linkuva glacial phases of the Late Weischelian glaciation by the activation of the Zemgale Ice Lobe (also called Central Latvian Lobe by Straume, 1979; Āboltiņš, 1989) of the Riga Ice Stream (Āboltiņš et al., 1977). The re-activation of the Zemgale Lobe was asynchronous during the deglaciation of the Fennoscandian Ice Sheet (Bitinas, 2012). This lobe expressed explicitly divergent flow character as suggested by the orientation of streamlined landforms (Lamsters, Zelčs, in press). The maximum extent of the Zemgale Lobe during the Linkuva glacial phase is marked by the Linkuva end moraine (Āboltiņš, 1970) or so called North Lithuanian ice-marginal ridge (Karmazienė et al., 2013). In the SE part of the Central Latvian Lowland ice-marginal formations of the Linkuva phase is Valle ridge (Āboltiņš, 1970) and Lielvārde-Jūdaži ice-marginal belt (Āboltiņš, 1970). The Linkuva glacial phase is clearly correlated with the North Lithuanian phase in Lithuania (Zelčs et al., 2011). During the North Lithuanian phase in the north-eastern part of the Central Latvian Lowland, the Augstroze Interlobate Hummocky Area was formed in the convergence zone of the Zemgale and Burtnieks ice lobes. Such ice-marginal formations as Aloja-Puikule and Dīriķi ridges, which separate the Metsepole Plain from Burtnieks Plain of the North Vidzeme Lowland, are related to the North Latvian (Valdemārpils) glacial phase (Zelčs, 1995). This phase is also related to Sēja, Bīriņi and Pociems ridges, which separate the Metsepole Plain from the Limbaži Undulated Plain of the Idumeja Upland. The boundary of the Metsepole Plain with coastal plains coincides with BgII and BgIII coastlines of the Baltic Ice Lake (ibid.). The Gulbene glacial phase is correlated with the Middle Lithuanian phase (Zelčs et al., 2011), which is marked by the Middle Lithuanian ice-marginal ridge (Guobytė, Satkūnas, 2011), Daudzeva, Zalve and Pilskalne ridges of the Taurkalne Plain, as well as Pampāļi interlobate ridge of the Vadakste Plain. The eastern part of

the study area borders with Sēlija Interlobate Hummocky Area and its extension in the right coast of river Daugava – Pļaviņas ridge. According to the latest reconstructions (Zelčs et al., 2011), they were both formed during the Kaldabruņa phase, which correlates with the South Lithuanian phase in Lithuania. At the base of the Sēlija Interlobate Hummocky Area a chain of local bedrock uplifts and paleoincisions are found, which are filled by till deposits possibly from the Saalian (Kurzeme) glaciation (Meirons, 2002a).

Present-day terrain in the study area is dominated by radial and transverse subglacial bedforms – mostly drumlins and ribbed moraines (Zelčs, 1993a, b; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press), which have been studied since the beginning of the 20th century (Doss, 1910; Dreimanis, 1935; Straume, 1968, 1979; Āboltiņš, 1970; Ginters, 1978; Zelčs, 1993a, b, c, d, 1999; Zelčs et al., 1990; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004). Ribbed moraines in the Central Latvian Lowland are represented by the Zemgale type (previously – Daugmale) ribbed moraines (Zelčs, 1993a, b, 1999; Dreimanis, Zelčs, 1998), although they were initially classified as ice-marginal formations (Āboltiņš, 1970).

The main extent of the Zemgale ribbed moraines comprises the Upmale Hummocky Plain between the Iecava drumlin field in the west and Valle ridge in the east. Landforms near Baldone were previously classified as kames (Danilāns, 1961; Straume, 1979) due to the dominance of sandy deposits in their composition, but the most recent results give evidence that they have glaciotectonic genesis. This allows them to be classified as complicated ribbed moraines (Lamsters, Ošs, 2012, Lamsters, Zelčs, in press).

Drumlins in the Central Latvian Lowland form four distinct drumlin fields: Vadakste, Zemgale, Iecava and Madliena (Zelčs, 1993a, c, d; Zelčs et al., 1990; Lamsters, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). First three fields extend into the plains of Northern Lithuania. Vadakste (previously – Southern Kurzeme after Straume, 1968, 1979) and Madliena (previously – Central Latvian after Zelčs, 1993a) drumlin fields were formed during the Middle Lithuanian glacial phase, but the rest of fields were formed during the North Lithuanian phase. The Limbaži drumlin field is located within the Limbaži Undulated Plain. A small drumlin field is located also between Limbaži-Nabe spillway valley and Jumpravmuīža tunnel valley. These valleys are partially occupied by eskers and esker-like ridges (called *tutāni* after Āboltiņš, 1989). The cores of these eskers-like ridges consist of anticlinal folds and diapirs formed from different material. The most pronounced ridges are Jumpravmuīža and Svētupe eskers (Zāns, 1933). Wide glaciofluvial deltas behind the distal parts of the valley-like depressions indicate that they were formed as tunnel valleys during the final phase of deglaciation. Possible Limbaži-Nabe and Aģe tunnel valleys extend also in the Limbaži Undulated Plain. The distal parts of these tunnel valleys are filled with Aģe, Sāruma, Ērgļu hill and other eskers. Esker-like ridges, which cross lakes in the vicinity of Limbaži, were called lake-eskers or *ezerosi* in Latvian (Zāns, 1933). In general the greatest part of eskers in the Central Latvian Lowland, are concentrated

between Viļķene and Bārbele or up-ice from the ice-marginal formations of the North Lithuanian glacial phase.

In the Taurkalne Plain, only small drumlins are found in the SE part between rivers Mēmele and Dienvidsusēja. They are sharply bordered by mega-scale glacial lineations and in places superimposed upon them at Lithuania-Latvia borderland. The rest of the plain are partially covered by glaciolacustrine sandy deposits of the Daudzeva proglacial lake (Meirons, 2002b). This is the cause, why subglacial landforms are missing from this area. Perhaps, they are buried beneath these sediments. Glaciolacustrine deposits in the NW part of the Taurkalne Plain were the source for aeolian deposits, which are forming inland dune fields. The W side of the Taurkalne Plain is crossed by the Taurkalne ridge, which probably marks the temporal stabilization of the retreat of the Zemgale Lobe during the Middle Lithuanian phase.

Streamlined bedforms in the NE part of the North Lithuanian plains are classified as mega-scale glacial lineations (MSGL), based on the latest research results (Lamsters, Zelčs, in press). MSGL have been classified as drumlins (Čepulytė, 1957), flutes (Lavrushin, 1976; Gaigalas, Marcinkevičius, 1982), erosional remnants between meltwater channels (Gaigalas, 1971; Mikalauskas, Mikutienė, 1971), the accumulative ice-marginal formations (Baublys et al., 1970) or lateral moraine ridges (Eberhard, 1977). They are called megalineations in the newest publication of the Lithuanian researchers (Baltrūnas et al., 2014). Other streamlined bedforms in Northern Lithuania are also known by different terms. Only later they have been classified as drumlins or drumlinoid ridges by the majority of researchers in relation to their morphology and glaciotectonic deformation structures (Zelčs et al., 1990; Zelčs, 1993a; Guobytė, 2004; Guobytė, Satkūnas, 2011; Karmazienė et al., 2013).

The thickness of Quaternary sediments in the study area is relatively small, on average it is around 10-20 m, and reaches 20-40 m only at the highest points of the glacial topography (Juškevičs, 2000a, 2001a; Meirons, 2002a). In some places, for example, in the landforms at the Madliena Tilted Plain in the proximity of the Vidzeme Upland, Quaternary sediments reach the thickness of 60-70 m (Mironovs et al., 1962). The thinner Quaternary sediments are in the central of the Zemgale Plain, where they are 10 m or, in some places, only a few meters thick. In the central and NE part of the Ropāži Plain and in the E part of the Vadakste Plain, Quaternary sediments are only 2-8 m thick (Juškevičs, 2000a, 2001a; Meirons, 2002a; Zelčs, Markots, 2004).

Quaternary sediments in the study area mainly consist of heterogeneous Late Weichselian till with interlayers of sorted sediments (Savvaitovs, Straume, 1963; Āboltiņš, 1963; Ginters, 1978; Zelčs et al., 1990; Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b). A Saalian till have been confirmed to exist in the local bedrock depressions in the Vadakste Plain and in paleoincisions in the Central Latvian Lowland (Āboltiņš, 1963; Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a, b), as well as in glaciotectonic landforms below the youngest till beds or as

intraclasts in the younger tills (Dreimanis, 1935). The textural and petrographic composition of tills tends to be very similar (Mironovs et al., 1962; Āboltiņš, 1963; Ginters, 1978). This is why their stratigraphic allocation is complicated and sometimes unreasonable. Usually, the Pleistocene sequence consists of two or more till beds of the last glaciation. Two Weichselian till beds, interbedded with sorted sediments, have been recognized in the area up-glacier of the North Lithuanian ice-marginal formations (Āboltiņš, 1963; Savvaitovs, Straume, 1963; Dreimanis, Zelčs, 1995; Zelčs, Markots, 2004), while three beds are found in the local bedrock depressions in the Vadakste Plain (Straume, 1968; Ginters, 1978; Juškevičs, 2001). Up to four till beds have been reported from North Lithuania (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982; Baltrūnas et al., 2005). The lower till bed have been attributed to the Grūda stage (Gaigalas, 1995; Guobytė, 2004), while the upper till – to the Baltic stage of the last glaciation. The highest number of lithologically different till beds (up to 5) is found in the drillhole at the W side of the Vidzeme Upland (Mironovs et al., 1962) and elsewhere, where till is glacioteconically deformed (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004).

In general, the stratigraphic division of till beds in the study area is complex, and stratigraphic belonging still is not clear because of the lack of qualitative dating results. Dealing with stratigraphic problems in Western Latvia (Saks et al., 2012), for example, demonstrated that the upper dark-grey till bed accumulated during the Late Weichselian glaciation instead of Saalian as previously believed. In this study, grey till beds have also been identified in the Mašēni and Lāči quarries, whose stratigraphy is not clear. Similar grey till has been found not far at the banks of river Daugava near Daugmale village, located also in a ribbed moraine. This till was interpreted as a Saalian till, because it does not contain *Portlandia arctica* mollusc shells. These shells come from Early Weichselian interstadial marine sediments that were displaced from their origin in the Gulf of Rīga by the Zemgale Lobe during the transgression of the last glaciation (Molodkov et al., 1998; Dreimanis, Zelčs, 1995, 1998).

Till sediments in the study area does not form a continuous cover. Their bedding together with intra-till sorted sediments in subglacial bedforms is often disturbed and complicated (Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004). Therefore, a number of researchers (Levkov, 1980; Āboltiņš, 1989; Zelčs, 1993) have emphasized the important role of glacioteconic deformation in drumlins and ribbed moraines, as well as changes of the original Pleistocene sediment thickness. Interlayers of sorted sediments, rafts of pre-Late Pleistocene deposits and Devonian bedrock, upward injected clastic dykes are particularly common in the area of the Zemgale ribbed moraines and the Iecava drumlin field (Dreimanis, 1935; Āboltiņš, 1963; Zelčs, 1993a).). Up-glacier slopes of ribbed moraines in the Upmale Hummocky Plain contain up to five brown to reddish-brown till beds of the Late Weichselian glaciation, underlain by one or two till beds of possible Saalian glaciation, as noted by Zelčs and Dreimanis (1998). These younger sequences of till have been interpreted as a complex of imbricate thrusts formed by shearing in

the debris-laden basal ice (Āboltiņš, 1989). It is plausible that these till scales, which formed due to subglacial thrusting, consist of the same age sediments. This conclusion is based on the formation mechanism of imbricate thrust sheets (Lavrushin, 1976; Levkov, 1980; Aber et al., 1989; Āboltiņš, 1989). As lithology of Saalian and Weichselian tills are very similar, it is also not possible to attribute them to distinct stadials (Danilāns, 1970).

The upper Late Weichselian till bed is covered with an average of 2–3 m thick glaciolacustrine sediments of the Zemgale ice-dammed lake in parts of the Zemgale, Ropaži and Upmale plains (Juškevičs, 2000a, b). On average 5–6 m thick glaciolacustrine sediments of the Baltic Ice Lake comprises the upper Pleistocene sequence in the Tīreļi and Ropaži plains, whose maximum thickness reaches up to 18 m, while a 10–15 m thick clay and silt sediments cover the bottom of the Gulf of Riga (Juškevičs, 2000a, b, 2001a, b; Meirons, 2002a). 3–8 m thick glaciolacustrine sediments of the Daudzeva Proglacial Lake are distributed in the Taurkalne Plain and in the W part of the Madliena Tilted Plain (Meirons, 2002a, b). Sandy sediments build up the area of inland dunes in the W part of the Ropaži Plain and in the NW parts of the Upmale and Taurkalne plains.

The topmost part of the pre-Quaternary sequence in the Central Latvian Lowland is composed of Upper Devonian Frasnian and Famennian sedimentary rocks: sandstone, aleurolite, clay, dolomite, marl and gypsum, as well as of Middle Devonian terrigenous rocks in the NE part of the lowland (Pomeranceva, Brangulis, 2000a, b; Mūrnieks, 2001a, b, 2002a, b). The newest Permian, Triassic and Jurassic terrigenous and carbonate rocks are distributed in the Vadakste Plain (Mūrnieks, 2001a, b). Upper Permian Naujoji Akmene formation consists of limestone, while Triassic rocks are represented by clay and aleurolite. Triassic clay and quartz sand occur in the SW part of the Vadakste Plain (ibid.). Bedrock rafts are found in glaciotectonic landforms, especially in ribbed moraines (Zelčs, 1993b; Dreimanis, Zelčs, 1998), as well as in the proximal slope and adjacent areas of the North Lithuanian ice-marginal formations (Āboltiņš, 1963). The bedrock surface in the central part of the Central Latvian Lowland consists of up to several tens of kilometres wide belts of variable terrigenous and carbonate rocks (Pomeranceva, Brangulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b).

The bedrock surface, in general, dips in the direction of the Gulf of Riga, while in the Vadakste Plain it evenly decreases in the southern direction. In the E part of the Central Latvian Lowland, especially in the Upmale Plain, it is highly articulated and characterized by local denudational bedrock remnants (Juškevičs, 2000c; Meirons, Goldfarbs, 2002). The bedrock surface, particularly in the NE part of the Central Latvian Lowland, is crossed by buried valleys. In general, the altitude of bedrock surface varies from 105 m a.s.l. to 15 m b.s.l. between the Eastern Kursa and Vidzeme bedrock plateaus. The maximum absolute height of bedrock surface in the Central Latvian Lowland reaches up to 110 m a.s.l. at the Madliena Tilted Plain, while the minimum height is 60 m

b.s.l. in the southern part of the Gulf of Riga. The amplitude of bedrock surface topography is only approximately 60 m in the N-S direction. The central part of the Central Latvian Lowland is of one of the largest glacial erosion areas in Latvia, and bedrock surface was lower by up to 100 m (Āboltiņš, 1989) due to erosion of Pleistocene glaciations.

2. INSIGHT INTO THE PROCESSES AND FORMATIONS AT THE GLACIER-BED INTERFACE

The processes of subglacial erosion, accumulation, sediment transport and deformation as well as other subglacial bedform forming processes are among the most complex and still less understood glacial processes (Menzies, Shilts, 2002). The distribution and spatio-temporal variability of subglacial processes as well as mechanics of glacier flow are determined mainly by the thermal conditions of glacier bed. Subglacial landforms are direct expression of subglacial processes and conditions. Ice flow can be maintained in three different ways: internal ice deformation or ice creep, basal sliding and bed deformation (Boulton, 1996; Menzies, 2002). The investigations show that the movement of warm-based glaciers is sustained by a spatiotemporally variable combination of basal sliding and bed deformation (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2004; King et al., 2007, 2009; Smith, Murray, 2009). The basal temperature of warm-based glaciers is close to the ice pressure-melting point resulting in enhanced basal sliding, sediment erosion and deformation, while the ice creep dominates in cold-based glaciers. The distribution of warm and cold ice, as well as glacier motion mechanics in polythermal glaciers can be variable (Menzies, 2002; Benn Evans, 2010).

Subglacial landforms, as considered in this work, are positive and negative landforms, which have been formed subglacially in the result of glacier or meltwater action. Described in this work are landforms created by active glacier as subglacial bedforms and landforms created by meltwater as eskers and tunnel valleys. Subglacial bedforms are “longitudinal, transverse or even non-aligned/hummocky accumulations of sediment formed below active ice” (Rose, 1987; Menzies, Rose, 1989; Eyles et al., 1999, cited by Benn, Evans, 2010, pp. 445). Streamlined bedforms (stretching parallel to the ice flow direction) are flutes, drumlins, megaflutes and mega-scale glacial lineations (MSGSL) termed together as glacial lineations.

Transverse bedforms formed below active ice are ribbed moraines (Prest, 1975). They are arcuate, straight or connected transverse ridges with small distance between them (Hambrey, Glasser, 2005). Such landforms are described by different local names in scientific literature, for example, Åsnen-type ribbed moraines (Möller, 2010), Labrador ribbed moraines (Lavrushin, 1976), and Niemisel-type ribbed moraines (Lindén et al., 2008). Common name for ribbed moraines is also Rogen moraines, which are best known from the studies in Sweden (Lundqvist, 1989), and later in Ireland (Knight, McCabe, 1997). Rogen moraines are often drumlinized and show transition to drumlins, but frequently this term is used as a synonym to ribbed moraines. The results of quantitative studies of the morphology of ribbed moraines (Dunlop, Clark, 2006) suggest that ribbed moraines are characterized by very different morphology as well as

streamlined bedforms. This finding makes to look for common explanation for the genesis of all ribbed moraines.

Currently, the only theory that is able to explain the formation of subglacial bedforms is the instability theory (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007). The numerical model based on this theory can predict the formation of three-dimensional ribbed moraines, drumlins and MSGs. They develop from the coupled flow of ice, sediment and water due to small natural perturbations (for example, till properties and glacier bed roughness) that produce instability (Dunlop et al., 2008; Chapwanya et al., 2011; Fowler, Chapwanya, 2014).

As shown by numerous studies (Zelčs, 1993a, b, 1999; Strautnieks, 1998; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004; Lamsters, Zelčs, in press) ribbed moraines are also distributed in Latvian lowlands and some interlobate uplands. Ribbed moraines in Latvia are divided into four types: Adzele, De Geer, Rogen and Zemgale ribbed moraines (Zelčs, 1999). De Geer moraines are classified by other authors as marginal ridges formed in the subaqueous environment close to the grounding line during retreat and minor re-advances of the ice margin (Lindén, Möller, 2005; Gollledge, Phillips, 2008; Benn, Evans, 2010).

The most frequently found landforms produced by glacial meltwater are eskers. They can be deposited in subglacial channels called Røthlisberger channels (Røthlisberger, 1972), which are cut upwards into ice by meltwater, and less frequently in supraglacial ice-walled channels (Benn, Evans, 2010). Eskers can be multiple-crested, broad-crested and sharp-crested, single and fragmented esker ridges, esker chains, groups and systems (Eberhard, 1977; Zelčs, 1986, b). Eskers are composed mainly of glaciofluvial sediments, sometimes covered by diamicton (Zāns, 1936; Eberhards, 1977). The cores of eskers tend to consist of coarser sediments than the slopes and upper parts, and often sediments are characterized by abrupt textural changes (Straume, 1970, Zelčs, 1986, b). Esker-like ridges that morphologically resemble eskers but consist of glaciotectonically deformed diamicton and sorted sediments are called *tutāni* in Latvia (Markots, 1997). Cores of these eskers are formed by the squeezing of previously deposited sediments in subglacial channels or crevasses (Zāns, 1933).

Negative meltwater landforms are mainly subglacial channels cut down into the glacier bed, which are classified as Nye channels (Nye, 1973), and larger landforms as tunnel valleys (Ó Cofaigh, 1996) or tunnel channels (Fisher et al., 2005). In the literature, the differences between the terms tunnel valleys and tunnel channels frequently do not exist, and they are used as synonyms. Tunnel valleys are sometimes addressed just as subglacial channels (*subglaciālās gultnes* or *iegultnes* in Latvian), because of their not well established genesis (Eberhards, 1972b), which should not be confused with subglacial furrows (*subglaciālās vagas* in Latvian) resulting from linear glacial erosion and glaciotectonic deformation (Āboltiņš, 1989). The genesis of channels is not always clear due to the lack of reliable data, and because of that the term – subglacial valley-like forms (*subglaciālās ielejveida formas* in Latvian) could be used. If channels are incised

into the bedrock, they are called bedrock incisions or paleo-valleys (*subkvartārās virsmas ielejveida iegrauzumi* in Latvian after Eberhardts, 1975). If such incisions are at least partially filled with younger sediments, they are also called buried valleys (Straume, 1979). Such valleys can be reflected in modern topography and coincide with river valleys, spillway valleys or tunnel valleys (Danilāns, 1997). J. Straume (1979) has distinguished three types of buried valleys, which are formed by the erosion of ancient rivers, glacier and meltwater erosion or the combination of these processes. Although a number of researchers believe that the formation of bedrock incisions is mainly related to the ancient river valley networks (Eberhardts, 1975; Danilāns, 1997), others (Bitinas, 1999) emphasize that they are mainly formed subglacially as tunnel valleys.

The distribution, spatial arrangement and morphology of subglacial bedforms are determined by the ice flow divergence or convergence that may be controlled by the glacier bed topography. For example, in divergent glaciodepressions the crests of glacial lineations are arranged in a fan-like distribution in the ice flow direction, and such lineations can be called divergent drumlins (Zelčs, 1993). If the ice flow is convergent, the crests of lineations are arranged in fan-like pattern opposite to the ice flow direction, and they can be called convergent drumlins. By contrast, in the lowlands, which are not narrowing or broadening in the distal direction, ice flow was consistently fast and megaflutes and mega-scale glacial lineations formed. Convergent drumlins are not always found only in the convergent lowlands. They can be distributed also in the periphery of divergent lowlands, as in the Madliena Tilted Plain (Lamsters, 2012). Convergent drumlins in Latvian are sometimes also called crumlins, and in the past they were called uvals or moraine-uvals due to influence of the Russian terminology (Straume, 1979; Zelčs, 1993). Only later these forms were classified as glaciotectonic drumlins (Zelčs, 2001).

Drumlins which are made entirely of bedrock are very similar to other intermediate-scale erosional streamlined landforms, such as roche moutonnée and whalebacks, which are classified together as glacial erosional landforms (Bennett, Glasser, 2009). The term crag-and-tails should be attributed to such landforms, which are characterized by a resistant bedrock crag at the up-ice end and a tapering tail of unconsolidated sediments extending down ice (Benn, Evans, 2010). Drumlins which consist of bedrock core and are covered by unconsolidated sediments are called rock cored drumlins (Boulton, 1987). In the latest classification (Stokes et al., 2011) all drumlins by their composition are divided into five basic types: (1) mainly bedrock; (2) part bedrock/part till; (3) mainly till; (4) part till/part sorted sediments; and (5) mainly sorted sediments, and it is concluded that “the diversity in drumlin composition is no obstacle to a single unifying theory”, if we exclude pure bedrock forms, of course. This classification has been taken into account analysing the composition of the Zemgale Lobe drumlins.

3. MATERIALS AND METHODS

The study is based on the original data collected over the last four years through field studies (Fig. 3.1.), processing and spatial analysis of cartographic material, and studies of the previous investigations and research papers in the field of geology and geomorphology. The obtained data was used to study distribution, morphology and internal structure of subglacial landforms, and reconstruct paleoglaciological conditions of the Zemgale Ice Lobe. The cameral research methods included studies of the scientific literature, analysis and formation of cartographic material, creation of subglacial landform database, processing and interpretation of the material obtained during the fieldwork. Field studies were performed in order to investigate the internal structure of subglacial landforms by clearing

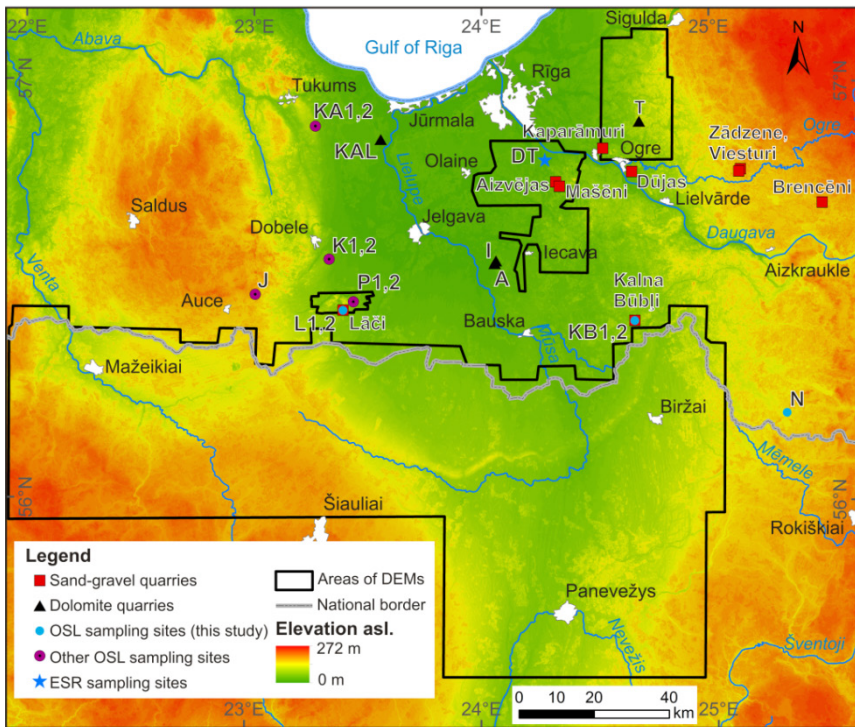


Figure 3.1. Location of the fieldwork sites, sampling sites for absolute dating and available high resolution DEMs. Legend: Dolomite quarries: KAL – Kalnciems; I – Iecava; A – Akmenscūciņas; T – Tūrkalne. Sites of OSL dating samples obtained during this work: L1,2 – Lāči 1, 2; KB1,2 – Kalna Būbli 1, 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, cities and national border derived from database GIS Latvia 10.0 (SIA Envirotech, 2011).

outcrops, documentation of sedimentary architecture, measurements of till fabric and other structural elements, sand sampling for OSL dating.

The geological background information of the study area and sediments was obtained from the State Geological Survey of Latvia – geological maps of scale 1:200 000 (Mironovs et al., 1962; Juškevičs, 2000b, 2001b; Pomeranceva, Brančulis, 2000b; Mūrnieks, 2001b, 2002b; Meirons, 2002b) and 1:50 000, reports of sand and gravel quarries surveys, geological drilling database (LVĢMC DB “Urbumi”; Takčidi, 1999), bedrock surface topography model (Popovs et al., 2013) as well as cartographic material which is available at the geospatial data service of LU GZZF (<http://kartes.geo.lu.lv>). For information about Northern Lithuania, map of Quaternary sediments in scale of 1:200 000 prepared by Lithuanian Geological Survey (Guobytė, 1998) and geomorphological map (Guobytė, 2001) was used. Glacial landforms were mapped from large-scale topographic maps (1:10 000 and 1:25 000) and high-resolution digital elevation models (DEM). The DEM with a cell size of 5×5 m, derived from LIDAR and created by Vytautas Minkevičius from the Lithuanian Geological Survey was used for Northern Lithuania. The DEMs with a cell size of 2×2 m, created by SIA Metrum were used for some places in Latvia. For general information and map backgrounds DEM with a cell size of 20×20 m was also used, created by the Latvian Geospatial Information Agency (available at <http://karte.lgia.gov.lv/kartes.html>) and NASA *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) DEM of the third version with a 30×30 m cell size (available at <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>). GIS Latvia 10.0 geodatabase (SIA Envirotech, 2011) was used to represent cities and rivers in the produced maps. Cartographic material was developed using *ESRI ArcGIS for Desktop 10* software. GIS database was created and following main data sets were included: subglacial landform polygons and crest lines, obtained morphometric parameters, quarries, sampling sites for OSL dating, ice-marginal positions, orientation of glacial striations and ice flow directions. The polygons of subglacial bedforms were converted to lines, and their orientation and length was calculated automatically. The width and length of glacial lineations was also calculated using the Euler’s approximation of ellipse after the method of Clark et al. (2009).

The greatest part of the sand, sand-gravel and dolomite quarries in the Central Latvian Lowland was surveyed during the field expeditions. For detailed studies were selected quarries located in the subglacial landforms, and where suitable outcrops were available. Field studies were conducted at the seven sand quarries located in drumlins and ribbed moraines: Aizvējas, Brencēni, Kalna Būbli, Lāči, Mašēni, Viesturi, Zādzene, at the two sand-gravel quarries located in esker ridges of the Ogres Kangari esker chain: Kaparāmuri and Dūjas as well as at the Tūrkalne, Kalnciems, Iecava and Akmenscūciņas dolomite quarries, where glacial striations were found and measured on the upper dolomite surface (Fig. 3.1.). The coordinates of the field study sites were obtained using a *Garmin eTrex 20* GPS receiver and others. The fieldwork included preparation and clearing of outcrops and their photo documentation using *Canon EOS 600D DSLR*.

Interpretation of sedimentary units and deformation structures, genesis of deposits, till macrofabric, fold axis, dip of contacts of sedimentary units, fissures, till plates, glacial striations on boulders and other structural data were measured, based on well-established research methods of glacial sediments (Evans, Benn, 2004; Hubbard, Glasser, 2005). For measurements of strike and dip geological compass *Silva Expedition 15TDCL* was used. The results of measurements were visualized with the StereoNet software. Processing of digital photographs and other images was done with *CorelDRAW X4* software. The deposits were described in the details also using lithofacies analysis, and lithofacies codes were adapted from the internationally recognized schemes (Miall, 1977, 1978; Eyles et al., 1983; Hubbard, Glasser, 2005). Lithofacies were described from the prepared outcrops columns, where sedimentary units were recognized, photos were taken, and later sedimentary logs were produced.

To determine the absolute age of sandy sediments in the cores of drumlins, ribbed moraines and marginal formations, they were analysed by optically stimulated luminescence (OSL) method. This method allows determining when quartz grains were last exposed to daylight (Hubbard, Glasser, 2005; Walker, 2005). Undisturbed sand sediment samples were collected from fresh outcrops using *Eijkelpamp Sampler Set for Hard Soils* sampling kit. Samples were taken in opaque plastic tubes, so that they would not be exposed to daylight while sampling. At the same time water content (in situ) were measured using soil moisture device *ThetaProbe*. Four sand samples were collected in this study: two from the Lāči drumlin quarry, one from the Kalna Būbli ribbed moraine quarry and one from the recessional moraine in the vicinity of Nereta (see location of OSL sampling sites in Fig. 3.1.). All four OSL samples collected during this study were processed by the researcher of the Lund University Dr. Edyta Kalińska-Nartiša at the Lund Luminescence Laboratory, Sweden. Absolute age results of two samples located in the Lāči quarry are obtained up to now. A high-resolution gamma spectrometer at the Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Risø, Denmark, was used to obtain the radionuclide concentration, which was converted into beta and gamma dose rates. In order to obtain a purer quartz signal, a post-IR blue Single Aliquot Regenerative (SAR) protocol (Banerjee et al., 2001) was applied, using an automated *Risø TL/OSL reader DA-20'* at the Lund Luminescence Laboratory. *Risø Analyst 4.10* software was used to calculate equivalent doses (De). Only aliquots with test dose error <10%, a recycling ratio within 10% of unity, where the signal was less than three sigma above the background, were used (Edyta Kalińska-Nartišs – pers. comm.). The SAR measurements were performed for 24 large aliquots from both samples investigated, and their distribution can be seen on Fig. 4.5. Also unpublished OSL dating results from Jaundalbiņi, Krimūnas and Pūteļi quarries located in the Central Latvian Lowland, were used in this work, which were derived from the Dating Laboratory in the Finnish Museum of Natural History during previous investigations (Oinonen, Eskola, 2009).

4. RESULTS AND INTERPRETATION

The study results were obtained through the detailed mapping of subglacial landforms, analysis of their spatial arrangement and morphology as well as the investigation of composition and internal structure. The study results are related to the formation and transformation of the subglacial topography of the Zemgale Lobe of the Fennoscandian Ice Sheet, as well as ice dynamics during the degradation of the Late Weichselian glaciation. The main results of subglacial landsystems and peculiarities of the distribution and morphology of subglacial landforms are summarized in chapter 4.1. The results of field studies are presented in chapter 4.2. OSL dating results and their interpretation is summarized in chapter 4.3. The obtained results substantially increase our understanding of the Zemgale Lobe advance and retreat, formation of subglacial landforms, their relation to the ice-marginal positions, and the timing of the Pleistocene sandy sediment deposition.

4.1. Subglacial landsystems of the Zemgale Ice Lobe, their distribution and morphology

The distribution of subglacial landforms in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian plains is shown in Fig. 4.1. The main subglacial landsystems are distinguished from the orientation and morphology of glacial lineations and ribbed moraines, and their relation to the ice-marginal positions. The assemblage of streamlined bedforms that stretch parallel to the ice flow direction comprises drumlins, megaflutes and mega-scale glacial lineations. The second assemblage is made mainly from the ice flow transverse ridges – ribbed moraines. Taking into account the pattern and morphology of subglacial landforms it is possible to distinguish four subglacial landsystems. The first landsystem includes subglacial landforms in the North Lithuanian plains, Vadakste plain and partly in the Taurkalne plain, which are located in the quite wide area between the Middle Lithuanian and North Lithuanian ice-marginal formations (Fig. 4.1). The second landsystem consists of subglacial landforms in the Madliena Tilted Plain. The third landsystem includes the central part of the Central Latvian Lowland up-ice from the North Lithuanian ice-marginal ridge, and the fourth landsystem comprises subglacial landforms of the Metsepole Plain and the adjacent Limbaži Undulated Plain.

Drumlins and ribbed moraines form the separate fields or smaller areas. Their location in relation to the ice-marginal formations proves that the formation of the Vadakste, Madliena and North Lithuanian drumlin fields, and mega-scale glacial lineations, which are located up-ice from the Middle Lithuanian ice-marginal formations, occurred during the North Lithuanian oscillation phase. On the other hand, the Zemgale, Iecava and Limbaži drumlin fields formed during advance of the Zemgale Lobe in the North Lithuanian oscillation phase, while the Zemgale ribbed moraines developed during glacier recession of this phase.

The first landsystem is characterized by the highest orientation variations of streamlined bedforms. This was determined by the pronounced divergence of the flow of the Zemgale Ice Lobe during the Middle Lithuanian oscillation phase. The ice flow was conducted in almost meridional direction in the central part of the North Lithuanian plains, but in the area between the Eastern Kursa and Žemaitija uplands ice flow was characterized by the divergence from WSW-ENE to SSE-NNW. Mega-scale glacial lineations are distributed in the most lowered part of the North Lithuanian plains indicating the fastest ice flow of the Zemgale Lobe during the Middle Lithuanian phase. The esker ridges in this landsystem are arranged irregularly, and esker chains are rare. Meltwater drainage valleys and possible tunnel valleys cross subglacial bedforms, in places dividing them. The second landsystem in the Madliena Tilted Plain mainly consists of the Madliena drumlin field (Lamsters, 2012). The longitudinal axes of these

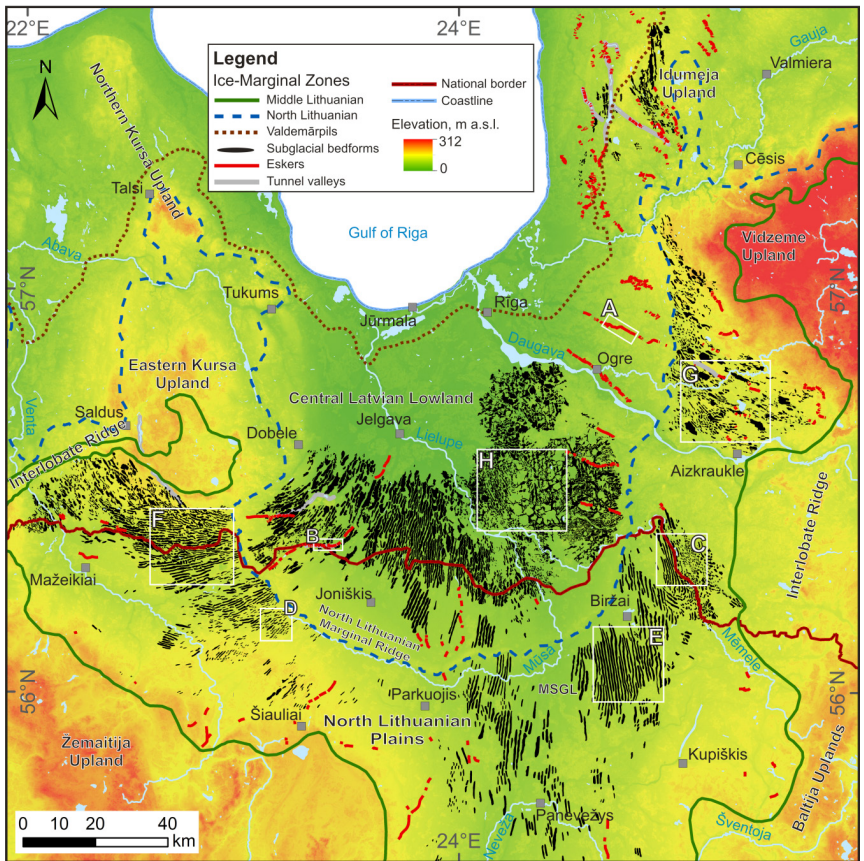


Figure 4.1. The distribution of subglacial landforms in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian plains. See close-up areas shown by white squares in Fig. 4.2.

drumlins are characterized by the more convergent arrangement and lower density, as well as smaller elongation ratio throughout the study area. This is most likely due to the slowing down of the ice flow along the south-western slope of the Vidzeme Upland. Drumlins in the distal part of the field adjoin individual ice-marginal ridges, located in the proximal direction from the morphologically expressive Pļaviņas Interlobate Ridge. Drumlins in the peripheral zone of the Vidzeme Upland are bounded by the oriented hummocky moraines that are considered as marginal formations of the Middle Lithuanian phase (Āboltiņš et al., 1975; Straume, 1979).

The third landsystem includes the Zemgale and Iecava drumlin fields, and the Zemgale ribbed moraine area in the Upmale Hummocky Plain. Ribbed moraines are superimposed on drumlins, and in places crossed by eskers. This subglacial landsystem is covered by the glaciolacustrine plain of the Zemgale ice-dammed lake and Baltic Ice Lake in the northern part of the Zemgale Plain. The fourth landsystem consists of quite small Limbaži drumlin field as well as less pronounced subglacial bedforms in the Metsepole Plain in the surroundings of Pabaži and Lāde. This landsystem also differs from the others with a concentration of eskers and tunnel valleys in a relatively small area. The landsystem is crossed by a number of ice frontal formations associated with the North Lithuanian and North Latvian oscillation phases. The western part of the Metsepole Plain is affected by the shore processes of local proglacial lakes and Baltic Ice Lake.

The number of mapped streamlined bedforms in the mentioned landsystems is different. In total, approximately 6350 subglacial bedforms are digitized, of which 4340 are streamlined bedforms, while the others are ribbed moraines. It must be noted that the morphology of ribbed moraines is very complex in places, and it is not possible always to separate transverse ridges from the ice transformed glacial lineations. The Limbaži drumlin field consists of almost 100 drumlins, while the Madliena drumlin field comprises 870 drumlins (Fig. 4.2. G). The Zemgale and Iecava fields (Fig. 4.2. H) hold a total of approximately 1200 drumlin and megaflutes. These glacial lineation fields are located in the proximal direction from the North Lithuanian ice-marginal ridge. Approximately 1320 drumlins are identified in the Vadakste field together with drumlins in the Lithuanian side (Fig. 4.2. F). The exact number of mega-scale glacial lineations (MSGSL) is difficult to mention, because they form one population with other glacial lineations, and it is not possible to separate these populations. The morphometric parameters of glacial lineations overlap, and they co-exist in the bed of the Zemgale Ice Lobe. The most pronounced MSGSLs are located to the south of Birži, and their length exceeds 20 km (Fig. 4.2. E). MSGSLs in the southern part of the Taurkalne Plain close to the Lithuanian-Latvian borderland show a sharp lateral transition to the smaller drumlins (Fig. 4.2. C) that rarely exceeds 1 km in length. In places these smaller and much shorter drumlins are superimposed on MSGSL. A similar situation is also observed in the Lithuanian side of the Vadakste drumlin field, where WSW-ENE oriented comparatively smaller

drumlins are superimposed on the SSW-NNE oriented larger glacial lineations (Fig. 4.2. D). These superimposed drumlins have formed during a short-term oscillation of the Zemgale Ice Lobe in the course of the Middle Lithuanian phase.

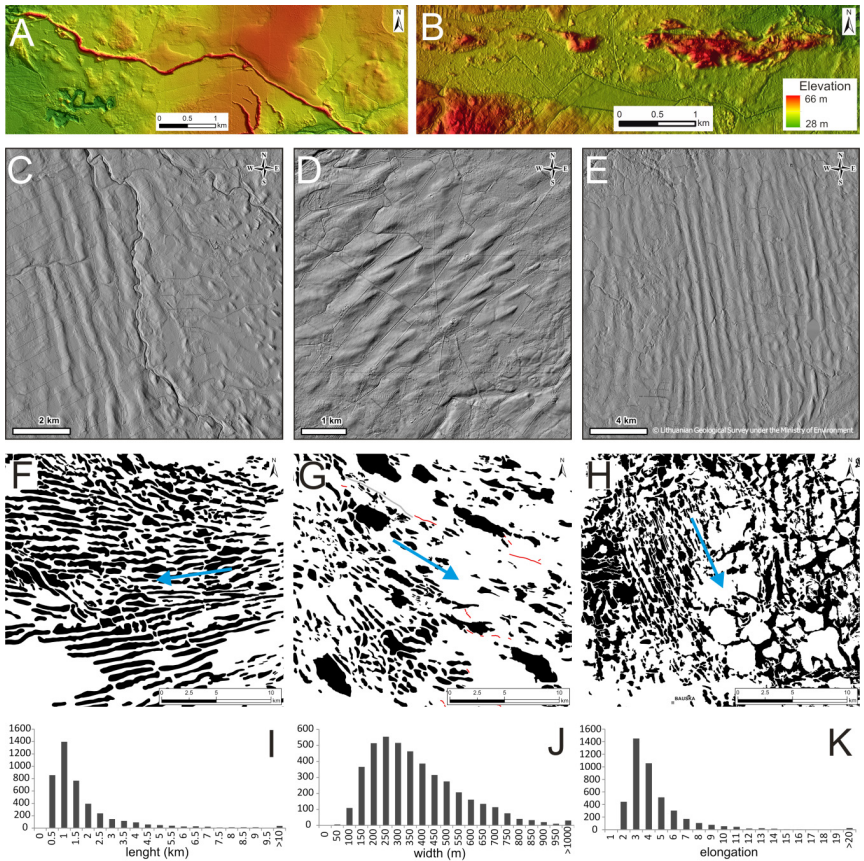


Figure 4.2. Illustration of the diversity of spatial arrangement and morphology of subglacial landforms. A. The longest continuous esker ridge of the Ogres Kangari esker chain in the Central Latvian Lowland. B. Augstkalne esker ridge of the Jelgava-Žagares esker system accompanied by kames in a valley-like depression. C. MSGL transition into the small drumlins at Lithuanian-Latvian borderland. D. Smaller drumlin (WSW-ENE) superimposed on the bigger ones (SW-NE) in the Lithuanian side of the Vadakste drumlin field. E. MSGL in the NW side of the Middle Lithuanian Plain. F. Drumlins in the Vadakste field. G. Drumlins in the Madliena field. H. Drumlins in the Iecava field and part of the Zemgale ribbed moraine area. I-K. Histograms of morphometric parameters of glacial lineations. Fig. 4.2. A is relief-shaded DEM with grid size of 2x2 m. Courtesy of METRUM Ltd. Figs. 4.2. B, C, D and E are relief-shaded LIDAR-derived DEMs. Grid size is 5x5 m. Courtesy of National Land Service of the Republic of Lithuania and Lithuanian Geological Survey.

The total number of streamlined bedforms up-ice from the North Lithuanian ice-marginal ridge in the N and NE part of the Central Latvian Lowland is 780.

The distribution of streamlined bedforms in the study area depends not only on their original location, but results also from the post-glacial processes during Holocene. These include glacial meltwater and fluvial erosion as well as accumulation of glaciolacustrine, glaciofluvial, alluvial, aeolian and peat deposits. The orientation of streamlined bedforms varies in the range of 225° caused by the highly divergent ice flow pattern (Figs. 4.1. and 4.2.). Thus, the longitudinal axis of the drumlins in the distal part of the Vadakste field point to the NNW, while drumlins in the distal part of the Madliena field are pointed towards ESE. The regional ice flow direction in this study is determined mainly from the orientation of glacial lineations. Glacial striations on the upper surface of dolomite also allow evaluating the ice flow direction. Glacial striations were measured in the Türkálne and Akmenscūņņas dolomite quarries, and they have the azimuths of 143° and 163° .

Streamlined bedforms in the distal part of the Zemgale Plain can be regarded as megaflutes, because they have a greater elongation ratio as other glacial lineations attributed to drumlins. However, such a classification is not preferable, because their morphometric parameters overlap forming one population of glacial lineations. A longitudinal transition from the longer glacial lineations to shorter is observed in the Vadakste drumlin field. These drumlins become less elongated and have a lower density near the Pampāļi Interlobate Ridge in the distal part of the drumlin field. This can be explained by a slower velocity of the Vadakste ice tongue in the down-ice direction caused by the bending of ice flow around the Eastern Kursa Upland and the transition to compressional ice flow conditions in the proximity of the Pampāļi Interlobate Ridge. Glacial lineations detected in the NE part of the Middle Lithuanian Lowland (Fig. 4.2. E) remind MSGLs, which are observed under the contemporary and Pleistocene fast ice stream beds (Clark, 1993; King et al., 2009; Stokes et al., 2013b). The height of MSGL in North Lithuania mainly does not exceed 5 m, a maximum height is 7 m and the length is up to 24 km. The average width varies from 300 to 500 m, while the elongation ratio is up to 50.

The average length of glacial lineations is 1.578 km, the width is 349 m and the elongation ratio (length to width ratio) is 4.0, while the median of length is 962 m, median of width is 311, and the median of the elongation ratio is 3.2. The height of glacial lineations usually is from 5 to 15 m. The frequency distributions of the the length, width and elongation ratio (Figs. 4.6. I, J, K) show the diversity of the morphometry of streamlined bedforms created by the Zemgale Lobe. They belong to the one population of streamlined bedforms, because the frequency distributions are characterized by a unimodal distribution and positive asymmetry. The variations of the streamlined bedform elongation could be explained by the ice flow change, which, in turn, was controlled by the bedrock surface topography. The fastest ice flow was sustained along the central part of

the Zemgale Ice Lobe bed, while along the Eastern Kursa and Vidzeme uplands the ice flow velocity was relatively smaller.

The main area of ribbed moraines is located in the Upmales Hummocky Plain of the Central Latvian Lowland (Fig. 4.1.), and they are classified as Zemgale type ribbed moraines in Latvia. They are generally characterized by a cross-cutting pattern consisting of radial and transverse ridges (Zelčs, 1993a, b, 1999; Dreimanis, Zelčs, 1998). The latest studies by author himself and by other researchers (Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press) suggest that the ribbed moraine morphology is more complex than thought earlier. In the NW part of the Upmale Plain ribbed moraines are modified by the shore processes of the Baltic Ice Lake. Towards NW they disappear completely what is caused by burying beneath the sandy sediments. In the other parts of the Upmale Plain ribbed moraines are partially covered by glaciolacustrine deposits of the Zemgale ice-dammed lake. In the central part of the Upmale Plain ribbed moraines cannot be detected, because they are covered by aeolian deposits forming the area of inland dunes. Ribbed moraines in the vicinity of Baldone are characterized by a complex and angular shapes and a height of several tens of meters. The morphological peculiarities of these complex moraines were influenced by the glacier bed topography that in places were drumlinized. Thus, ribbed moraines are superimposed on drumlins whose topography is also modified due to glacier overriding. In some places, ribbed moraines consist of a complex ridge system representing jagged, latticed, partially-developed, minor, rectangular and other ribbed moraines. Eskers are superimposed or intersect ribbed moraines here and there indicating their formation after the development of ribbed moraines at final stage of deglaciation due to changes of glacier-bed thermal conditions.

The most prominent ribbed moraines in the central part of their distribution area consist of transverse and radial ridges that are remnants of the former drumlinized terrain. Ridges are curved sometimes and inclined in different directions, while the crests of ridges may be connected together. In some places, ridges are arcuate and form depressions between them. These depressions formed by the squeezing of subglacial sediments and pushing them into the ribbed moraine ridges. Classically transverse ribbed moraine ridges are found less frequently than the other variations. Ribbed moraines show a sharp transition to drumlins in the E part of the Iecava drumlin field. The distribution of ribbed moraines cannot be explained by the bedrock topography or lithology, because the bedrock surface in the Upmale Plain consists of both carbonate and terrigenous sedimentary rocks (Meirons, 2002a, b). The location of some local uplifts of the bedrock surface coincides with the largest complex ribbed moraine ridges in the vicinity of Baldone, whose maximum height reaches 56 m in Riekstu kalns hill. On average, ribbed moraines are 5-15 m high, but minor ribbed moraines may be only a few meters high. The length of ribbed moraines ranges from a few 100 m up to a few km, the width rarely exceeds 1 km. Mostly they are a few hundred meters wide, but the largest moraines near Baldone reach a

width of 2 km. In some cases, ribbed moraine ridges are connected and extend up to 6 km.

The eskers on the Zemgale Ice Lobe bed mainly form the esker chains and systems (Fig. 4.1.). The distribution of eskers indicates their formation during the ice retreat from the Middle Lithuanian and North Lithuanian marginal formations. The distal parts of eskers and associated outwash fans commonly extend to the ice-marginal formations. The necessary conditions for the development of eskers were the increased amounts of meltwater beneath a glacier near its margin. This resulted in the formation of subglacial channels, which subsequently were filled by eskers. The longest continuous esker in the study area is found in the Lielie Kangari esker chain, and it continuously extends 8 km (Fig. 4.2. A). The longest esker system in the Central Latvian Lowland is Jelgava-Žagare esker system, which extends up to 50 km and reaches also North Lithuania. The most notable eskers of the Jelgava-Žagare system are Ruļļu hill, Mūrmuiža, Augstkalne and Žagare eskers (some of them are nowadays already excavated). The remarkable length of this esker system suggests that during glacier retreat subglacial meltwater was focused in the subglacial channel, which position under the glacier was fixed for a distinct time interval. A well expressed meltwater channel with width of more than 1 km extends from Mūrmuiža to Žagare, and it is partially filled with several broad-crested eskers, esker-like ridges and elongated kames. Most probably this channel formed subglacially as a tunnel valley that was later partially filled with glaciofluvial sediments and eskers. The largest esker in mentioned tunnel valley is Augstkalne esker. It is 2.5 km long, 0.5 km wide and reaches up to 20 m in height (Fig. 4.2. B).

The density of eskers in the study area is greater up-ice from the North Lithuanian marginal formations. The highest density is in the NE part of the Central Latvian Lowland – Metsepole Plain and adjacent areas. Relatively small and densely arranged eskers that are often found in the tunnel valleys are located up-ice from the ice-marginal formations of the Valdemārpils (North Latvia) oscillation phase. Commonly, the distance between the eskers ridges in the Ropaži, Upmale and Zemgale plains range from 10 to 15 km. This demonstrates the typical distance of subglacial channels, which ensure the effective subglacial water discharge provided through these channels. The most remarkable and longest esker chains and systems such as the Lielie and Mazie Kangari, Ogres Kangari, Sidgundas Kangari, Jelgava-Žagare system, Krūškalne esker, eskers at near Birzgaļe, Vecumnieki and Bārbele, and eskers in the Limbaži Undulated Plain, occur up-ice from the North Lithuanian ice-marginal formations. Aforementioned indicates the increasing amount of glacial meltwater during the final stage of deglaciation that is promoted also by the supraglacial meltwater entering the subglacial hydrological system through moulins and englacial conduits.

Buried valleys are mainly distributed in the NE side of the Central Latvian Lowland, where the bedrock consist of terrigenous sediments (Juškevičs, 2000c; Pomeranceva, Brangulis, 2000b), although the paleoincision is also found in the

western side of the Zemgale Plain below eskers of the Jelgava-Žagare esker system (Straume, 1979). Apparently, the more favourable conditions for formation of paleoincisions were in weakly consolidated sedimentary rocks. At least some of the buried valleys functioned as tunnel valleys in subglacial conditions, where the formation of eskers occurred subsequently. The distribution of the Kangari eskers in the Ropaži plain coincides with the distribution of dolomite of Upper Daugava formation, and the rest of the eskers are distributed in the areas, where bedrock consists both of carbonate and terrigenous sedimentary rocks. This suggests that the formation of eskers in the study generally is not related to the bedrock lithology. However, the most pronounced and longest esker ridges are found in the Ropaži Plain lying just above the dolomite bedrock. This indicates that subglacial meltwaters in this area were drained in stable subglacial channels. The existence of subglacial channels was sustained by the consolidated dolomite rocks that limited meltwater drainage through a strong and possibly saturated glacier bed substrate. In the Metsepole and Limbaži plains, where the glacier bed consists of terrigenous sedimentary rocks and relatively thicker Quaternary sediments, subglacial meltwaters were initially drained through down-cut channels (tunnel valleys), and later through a smaller R-channels.

4.2. Composition and internal structure of subglacial landforms of the Zemgale Ice Lobe

The detailed studies of the internal structure of streamlined bedforms were conducted at the Lāči and Brencēni drumlin quarries, as well as at the Zādzene and Viesturi quarries located in drumline-like ridge. According to the geological drilling data (Takčidi, 1999), a large part of drumlins in the Central Latvian Lowland are composed of sorted sediments overlain by till. Sorted sediment is commonly underlain by a second till bed, which mostly is not related to the morphological expression of drumlin. Up to three till beds are found in the distal part of the Vadakste Plain, where an increased thickness of Pleistocene sediments is observed. The lowest drumlins, particularly in the Vadakste and Zemgale drumlin fields, are often made only from till sediments. The drumlins in the Zemgale field are distributed over the Upper Famennian carbonate and terrigenous sedimentary rocks. This indicates that the bedrock composition does not affect the distribution of drumlins at ice lobe scale.

The Lāči quarry (23°24'10" E, 56°27'38" N) is located in a drumlin in the W part of the Zemgale drumlin field, in the vicinity of Tērvete village. The drumlin is 3.3 km long, 1.8 km wide and up to 20 m high on the stoss side. Its surface reaches up to 67.6 m asl., and the crest of drumlin is oriented in NNE-SSW direction. The deepest part of the quarry also reaches 20 m. Given that the quarry is located in the 13-m-high part of the drumlin, the exposed sediments lie deeper than the drumlin base. Field studies have been carried out at least at 5 different outcrops resulting in the detailed observations of the drumlin internal

structure. The core of the drumlin consists of sorted sediments that are capped mainly by 1.5 m thick reddish-brown subglacial till. At the outcrop in central part of the SW wall up to 5 m thick deformed diamicton is found. It consists of

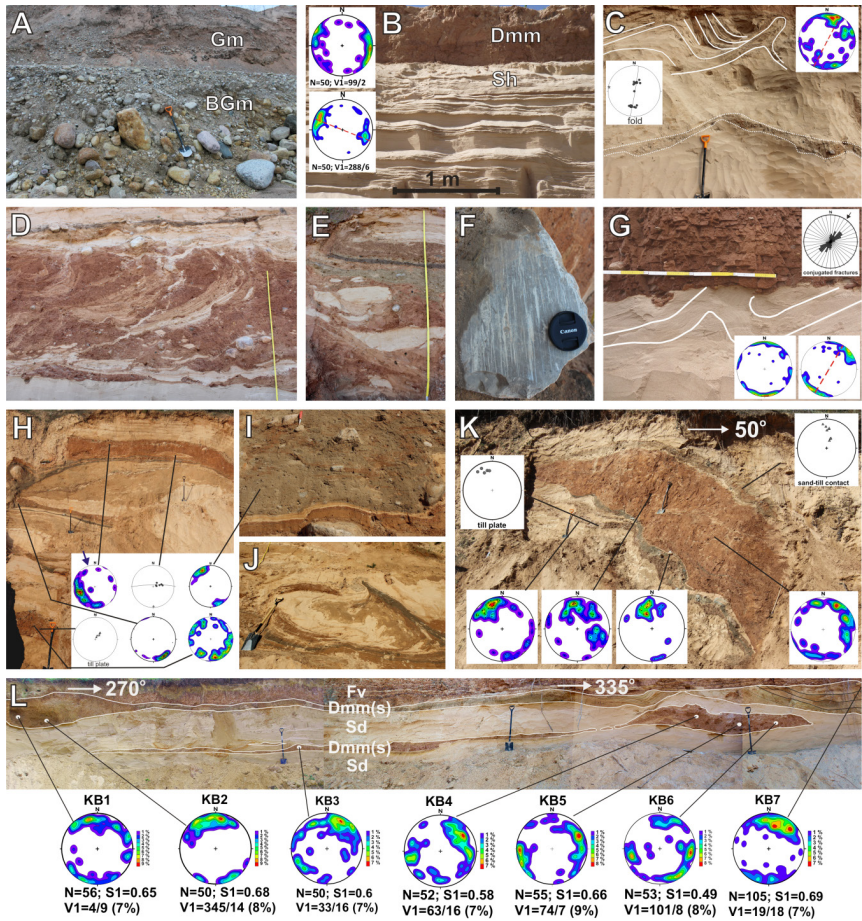


Figure 4.3. Examples of the internal structure of subglacial landforms. A. Composition of the distal part of the esker core in the Kaparāmuri quarry. Note the concentration of boulders in the lower part of picture. B. Subglacial till underlain by horizontal-laminated sand at the Zădzene quarry. C. Deformed sandy sediments with asymmetrical folds just below upper till bed and deformed till lens underneath at the Lăci quarry. D. Subglacial till with underlying sand intraclasts at the Lăci quarry. E. Diamicton consisting of differently coloured tills and sand intraclasts at the Lăci quarry. F. Glacial striations on the upper surface of boulder. G. Reddish-brown lodgement till with clearly visible shear planes and sub-vertical joints underlain by slightly folded fine-grained sand. H–K. Internal structure of the ribbed moraine at the Mašeni quarry. L. Internal structure of the ribbed moraine at the Kalna Būbļi quarry.

sandy clayey till with a large amount of sand intraclasts deformed at different level. Sandy sediments are deformed forming asymmetric drag folds (Fig. 4.3. C), diapirs, shear zones and sometimes brittle deformation structures. The upper reddish-brown lodgement till is characterized by a well-pronounced fissility (Fig. 4.3. G) and shear fractures in places. Relatively sharp contacts between the till and underlying sandy sediments are observed in some places (Fig. 4.3. G). In general, the depth and intensity of glaciotectionic deformation in the Lāči quarry is very variable and complex suggesting complicated formation history.

In some places the base of subglacial till is characterized by sand intraclasts, highly attenuated, folded and boudinaged sand laminae formed in repeated deformation phases during the ice-bed coupling and decoupling episodes. Such structures indicate fluctuating pore water pressure, which was relatively high during the formation of drumlin, as evidenced by the widespread plastic deformation structures. These structures include diapirs that were formed due to differences of the pore water pressure in sediments. The faceted and striated surfaces of the boulders are observed quite often (Fig. 4.3. F). Commonly, the orientation of glacial striations coincides with the orientation of the longitudinal axes of boulders and with regional ice flow direction (NNE-SSW). Glacial striations are observed on the upper, as well as lower surfaces of boulders and pebbles suggesting basal sliding. Till clasts usually have an orientation in N, NNE and NE direction (Fig. 4.3. C, G) that is parallel or oblique to the orientation of drumlin crest indicating slight local variations in the glacier stress direction. Stress from NNW, NW was estimated using conjugate fractures, as the greatest principal compressional stress bisects the acute angle between them that corresponds to the regional ice flow direction (Fig. 4.3. G). The reconstructed fold axis are mainly directed perpendicular to the longitudinal axis of the drumlin indicating the main compressional stress from NNE (Fig. 4.3. C) that coincides with the regional ice flow direction.

Peculiar structure of deformed diamicton was observed at the outcrop of the SW wall of the Lāči quarry (Fig. 4.3. D, E), where detailed lithological composition was described and sedimentological log was prepared (Fig. 4.4. A). Up to 1.80 m thick diamicton was observed at the lower part of the outcrop consisting of reddish-brown till and numerous sand intraclasts. The largest intraclasts form subvertical and convoluted sand clasts of various thicknesses spreading through all diamicton layer (Fig. 4.3. D). This diamicton could have formed in the glaciodynamic traction zone developed at the till-sand interface. The dragging in of sandy sediments occurs in the phase when the glacier is coupled to bed. Increasing pore water pressure leads to the subsequent ice-bed decoupling. Probably, sand intraclasts were partially frozen during their incorporation. That explains the weak homogenization of till and sand intraclasts. The mentioned diamicton is overlain by deformed layer of sand and a few tens of centimetres thick brown, yellowish-brown and grey till beds (Fig. 4.3. E). They are covered with undeformed silt and planar cross-bedded sand, which, in turn, is capped

by reddish-brown subglacial till with very rare sand strings. Such a complex internal architecture of drumlin-forming sediments is found only in the middle of the SW wall. It suggests a complex deposition, erosion and deformation history of sediments, and spatiotemporally different subglacial conditions at the various sites of just a single drumlin. In general, the internal structure and observed spatiotemporally variable glaciotectionic deformation structures at the Lāči quarry suggest fluctuating pore water pressure in the time of drumlin formation resulting also in the ice/bed decoupling and coupling episodes.

The core of the Lāči drumlin consists mainly of fine- and medium-grained sand, in places of silt and gravel sediments. The most frequent lithofacies are planar cross-bedded, trough cross-bedded, horizontal-laminated and ripple cross-laminated sand. The planar and trough cross-bedded sand is deposited in subaqueous dunes or bars, while under the slower flow conditions ripple cross-laminated sand and silt sediments were accumulated. Horizontal-laminated sand was deposited in more rapid streams in the upper flow regime. The composition and texture of sorted sediments at the Lāči quarry as well as vertical and lateral variations of sediment grain sizes and lithofacies indicate on their deposition by the running water streams in fluvial or shallow basin environment. The OSL dating results indicate that sorted sediments in the Lāči quarry was deposited during Early Weichselian, when the study area had ice-free conditions (see Chapter 4.3.).

The Brencēni quarry (25°28'58" E, 56°42'41"N) is located in the lee side of WNW-ESE oriented, 1.90 km long, 0.78 km wide and up to 32 m high drumlin (Fig. 3.1). It is situated in the SE side of the Madliena drumlin field. In general, the internal structure of the drumlin is glaciotectionically deformed and comprises dislocated till, sand, silt and gravel beds. The drumlin in its stoss side is mainly composed of sorted sediments interrupted by thrust till sheet in the flank of the drumlin. In the central part of outcrop sand and silt sediments form a diapir with almost vertical bedding. It is overlain by up to 1 m thick brecciated matrix-supported reddish-brown overthrust scale of subglacial diamicton. Such a structure was formed by the compressional ice stress from the inter-drumlin depression as indicated by the orientation of till macrofabric, sand bedding and dip of overthrust till scale surface. The development of the lee side of drumlin occurred by the squeezing of glacier bed substrate into the diapir-like structure, while in the final stage till thrust sheet formed. The formation of the drumlin occurred due to active subglacial glaciotectionic deformation

The Zādzene (25°7'45" E, 56°47'41" N) and **Viesturi** quarries (25°7'18" E, 56°47" N) are located in the highest part of 3 km long, 1.7 km wide and up to 30 m high drumline-like ridge at the Madliena drumlin field (Fig. 3.1). Mainly horizontal-laminated and cross-bedded fine and medium-grained sand is exposed at the quarry capped by up to 2.3 m thick massive, matrix-supported, reddish-brown lodgement till. It is characterized by sharp contacts with underlying sand (Fig. 4.3. B) and show no signs of macroscopic sand inclusions. The till

and underlying sand layers have mainly undeformed structure that is opposite to the observations in other studied drumlins. The elongated clasts in till clearly indicate on the ice flow direction from the WNW (Fig. 4.3. B) in the Zādzene quarry, and from the NW in the Viesturi quarry (Fig. 4.4. B) that is parallel to the regional ice flow direction inherited from the orientation of drumlin crests.

The observed lithofacies in the Zādzene and Viesturi quarries are horizontal-laminated, planar and trough cross-bedded sand, as well as current-ripple laminated sand (Figs. 4.4. B, C). These lithofacies are similar to lithofacies models, which have been developed for the distal parts of Pleistocene sandurs (Zieliński, van Loon, 2003). The texture of sediments indicates deposition most likely in the distal part of sandur, where shallow braided sandy streams and some deeper channels existed. The spatial distribution of lithofacies suggests variable flow velocities. In places erosional scours or channel-like structures are found. Up to 5 m wide erosional scour was observed in the Viesturi quarry cut-down in horizontal-laminated sand and filled by planar cross-bedded gravely sand with concentration of pebbles above the lower contact. This channel fill formed in the lower flow regime, while the horizontal-laminated sand deposited in upper flow regime as plane bed. Erosional scours were observed also in the upper part of section at the Zādzene quarry. They were also eroded in horizontal-laminated sand. Soft-sediment clasts (so called clay balls) were found at the Zādzene quarry. They were coated by sand and gravel grains, and the largest were in the size of fist. Such clasts indicate fast flow conditions. Most probably the deposition of clay took place in meltwater pools that was followed by drying

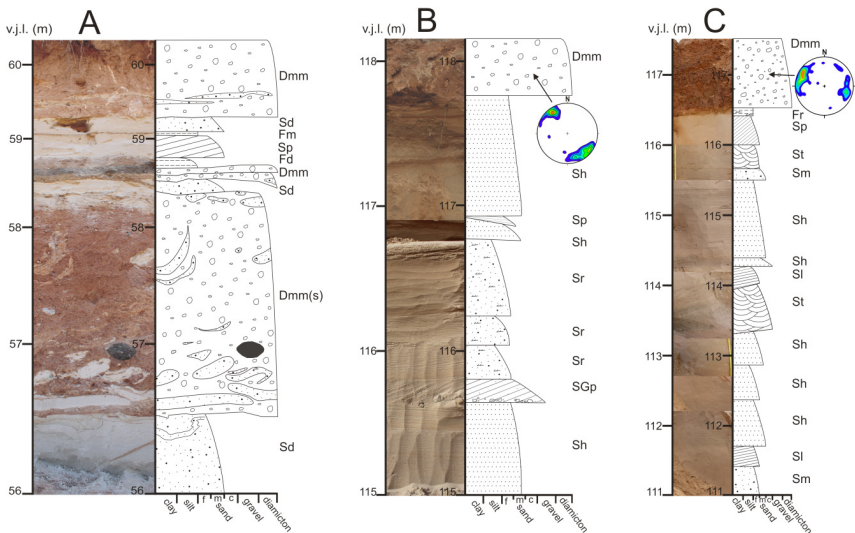


Figure 4.4. Lithological composition of drumlins and sedimentary logs at the (A) Lāci quarry, (B) Viesturi quarry and (C) Zādzene quarry.

out, subaerial cracking, excavation and transportation by outwash streams. It is concluded that the deposition of sandy sediments in the Zādzene and Viesturi quarries occurred in the distal part of outwash plain (sandur).

The internal structure of **ribbed moraines** was studied in two different landforms of this type. One of them is located in the surroundings of Bārbele and other near Baldone. The Aizvējas and Mašēni quarries (Fig. 3.1.) are located on a composite angular-shaped hummock with a relative height of up to 40 m and an extent of approximately 1.5×1.7 km. The geological field studies in this ribbed moraine prove that it is definitely not a kame as believed previously (Straume, 1979). The ribbed moraine is characterized by a complicated and glaciotectonically disturbed structure consisting of numerous diamicton and sorted sediment beds interpreted as imbricate thrust sheets. Also smaller plastic and brittle deformation structures as well as the Upper Devonian clay rafts were observed.

The **Mašēni quarry** ($24^{\circ}20'19''$ E, $56^{\circ}45'32''$ N) is located on the distal side of ribbed moraine ridge. Three outcrops were investigated in detail in the Mašēni sand pit. One of these is parallel (Fig. 4.3. H) and the next two are transverse (Fig. 4.3. K) to the former ice flow direction. The first of the transverse outcrops consists of 1-m-thick till in the upper part, which is underlain by up to 4 m thick silt and up to 1 m thick brown fissile, in places brecciated till. This sequence is underlain by silty and fine-grained deformed sand. The second of the transverse outcrops (Fig. 4.3. K) consists of deformed fine sand and silt disrupted by up to 4 m thick mainly reddish-brown diamicton (Fig. 15.2F). The basal part of this diamicton is composed of the deformed reddish-brown, brown and grey till layers. The brown till is clayey and had brecciated structure, while the other tills are sandy and fissile. The contacts between tills and sand/silt are deformed – mixed together and folded. The grey till is characterized by a concentration of cobbles and boulders that dip to NNW. The plots of reddish-brown and brown till macrofabrics and till plates also indicate the direction from NNW. It is concluded that the formation of thrust structure in this outcrop and acting ice stress was parallel to the regional ice flow direction.

The third outcrop (Fig. 4.3. H) which is parallel to the ice flow direction, up to 11 m high and consists of at least four diamicton units interbedded with deformed silt, silty and fine-grained sand. A number of till beds is variable, because they consist of different coloured till bands, which split up and join together in places, and are sometimes separated by sand interlayers. Reddish-brown, brown and grey till beds are distinguished similarly to the second outcrop. The bands of grey till are found at the base of all other upper till beds. The thickness of grey till bed below the upper reddish-brown till bed reaches 2 m, and it comprises also attenuated clasts of reddish-brown till (Fig. 4.3. I). One of the most fascinating structures form upward inclined clastic dyke. It is made from glacial diamicton, and it is injected into the overlying silty sand sediments (Fig. 4.3. J). The formation of such a structure occurred as a result of subglacial deformation due to the high pore water pressure and mobilization of diamicton. The topmost

diamicton bed contains a recumbent sand fold with the hinge striking in the N-S direction (Fig. 4.3. H). Till fabric plots that were measured in grey and brown till beds have bimodal fabric dipping towards NNW and SSE that coincides with ice flow direction. The till fabric in the topmost reddish-brown till dip towards WSW. Girdle-like fabric is found in the lower brown till bed, although it has maxima dipping towards SSE. Since the orientation of till fabric and fold axis in the topmost till bed differs from other till fabrics, it may be re-oriented due to subsequent glaciotectionic deformation as indicated by widespread plastic and brittle deformation structures in the topmost till.

The **Aizvējas quarry** (24°20'15" E, 56°46'18" N) is located in the down-ice part of the ribbed moraine. A 12-m-high outcrop consists of deformed fine/silty sand and silt overlain by 4 to 5 m thick massive, reddish-brown subglacial till. The lower part of the topmost till bed contains sand inclusions and one upward-injected sand dyke suggesting the ice-bed coupling and incorporation of underlying sandy sediments into the debris-laden basal ice. The ice-bed coupling was short-lived that protected the further mixing and homogenization of till and sand material. Till macrofabric are multimodal but with a more expressed NNW-SSE trend, which corresponds to the regional ice flow direction. The second outcrop is located in the NW wall, and it consists of deformed silt and sand sediments intercalated with five, up to 40 cm thick deformed diamicton layers cut by several faults. Till macrofabric have a pebble orientation maxima dipping towards NNW, S and SSE, which mainly coincides with ice flow direction. Most probably this structure formed due to repeated glacial thrusting. Diamicton, silt and sand sediments in this outcrop are characterized by a high density, which could be developed due to the compaction during thrusting episodes. The observed up to 0.5 m thick highly compacted brown and brecciated till beds that cross sand and silt sediments in the entire quarry as well as rafts of Devonian terrigenous sediments suggest compressional ice flow conditions during formation of ribbed moraine.

The **Kalna Būblu quarry** (24°39'47" E, 56°26'10" N) is located in the minor ribbed moraine in the vicinity of Bārbele village. The ribbed moraine is only a few hundred meters long, 200 m wide and up to 6 high. The field studies were performed at the semi-circular 3 m high outcrop (Fig. 4.3. L). The ribbed moraine consists of sorted sediments interbedded with a up to 0.40 m thick discontinuous and boudinaged till layer and capped by the up to 0.80 thick upper till bed, which in turn is covered by up to 1.5 m thick varved clay layer. Till clasts in the discontinuous till bed dip in slightly different directions, changing from NNE, NE and ENE to SSE and SE. The till macrofabric in the upper bed dip to NNW and to NNE. The diversity of the till macrofabric could be a result from clast re-orientation during till deformation. This conclusion supported by the boudinaged and folded structure of the till and its discontinuity. Therefore, till fabric must be used with a great caution for reconstruction of ice flow direction in this case. The varved clay layer, which covers the ribbed moraine, was deposited in the Zemgale ice-dammed lake after formation of the ribbed moraine.

The composition and internal structure of esker cores are characterized by the prevalence of coarse-grained glaciofluvial material – gravel, pebbles and even boulders. This material is regarded as the typical lithofacies type of esker core by Straume (1970). The **Kaparāmurs quarry** (24°31'45" E, 56°50'54" N) is located in the distal part of Ogres Kangari esker chain in the vicinity of Ikšķile (Fig. 3.1.). The upward gradation of glaciofluvial sediments was observed. The base of the esker is composed of boulders and pebbles in a gravel matrix that is covered by gravel and sand in the upper part of the esker ridge (Fig. 4.3. A). The gravelly material has massive or weakly laminated texture. In places, gravel is interrupted by horizontal laminated sand. Internal structure of the esker suggests that its initial formation occurred in subglacial channel by high energy meltwater currents.

The other characteristics of internal structural of the Ogres Kangari eskers were investigated in the **Dūjas quarry** (24°39'18" E, 56°47'30" N), which is located on the flank of small esker ridge southeast from Ogre city (Fig. 3.1). The exposed glaciofluvial sediments are not as coarse-grained as sediments in the Kaparāmurs quarry. The dominant lithofacies are cross-bedded, horizontal laminated and current ripple laminated sands, in places trough and planar cross-bedded gravel. The layers of gravel, pebbles and cobbles are interrupted by sand in places and covered by climbing current ripple laminated sands in the upper part of the esker. The sets of subcritically to supercritically climbing ripple sequences were also observed indicating waning flow conditions and increasing particle fall-out from suspension during each cycle.

The Pleistocene sediments below Kaparāmurs, Dūjas, Grantskalni, Zilie Kalni and Augstie Kalni eskers are very thin. Thus, some eskers lay almost upon bedrock, which is composed of dolomite and marl of the Daugava formation. Up to 1.55 m thick diamicton (Sleinis, 1955) covers the bedrock in places. Dolomite is excavated from adjacent quarries that are located by the side of eskers. Since dolomite is located at the base of studied eskers, it definitely influenced glacier dynamics and hydrology during the last deglaciation. Apparently, the subglacial substrate that is composed mainly of dolomite and marl was not capable to drain all subglacial meltwater from the glacier bed. Thereby, it contributed to the development of R-type channels at the base of glacier and subsequent formation of eskers.

4.3. The results of optically stimulated luminescence dating

In this study, absolute age determination of the Quaternary sediments was done by the OSL method. Four sand samples were taken for dating, what was performed by Edyta Kalińska-Nartiša at the Lund Luminescence Laboratory, Sweden. Two OSL datings are available at now from the Lāči quarry. Five unpublished OSL dating results from Jaundalbiņi, Krimūnas and Pūteļi quarries (lab review – Oinonen, Eskola, 2009) located in the Central Latvian Lowland

was also used in this work, as well as two published results (Zelčs et al., 2011), summarized in Table. 4.1. The OSL dates from the Jaundalbiņi quarry show the ages of 53 ka to 124 ka, which should be considered only as age estimations due to very wide paleodose distributions. Such result indicates that the sand grains is only partially bleached or there is mixed sand from different age populations.

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.

Name of sample	Age, ka	Sample lab ID	Reference
Lāči 1	111,6 ± 11,3	Lund-14051	Edyta Kalińska-Nartiša pers. comm.
Lāči 2	92,2 ± 9,0	Lund-14052	Edyta Kalińska-Nartiša pers. comm.
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

Sand sediments in the Pūteļi quarry located near Tērvete are deposited in glaciofluvial delta at the end of the Last glaciation, but the OSL data show a very old ages from 137 ± 25 ka (Hel-TL04161) to 143 ± 29 ka (Hel-TL04162) with a large error. Such a case when obtained age is much older than expected usually is attributed to the incomplete bleaching of sand grains during last deposition. But these results have a quite sharp distribution for their palaeodoses and are below the saturation level (Oinonen, Eskola, 2009) indicating inherited ages from older deposition and very weak bleaching during the last deposition in the glaciofluvial delta. Two OSL samples from sandy sediments at the Krimūnas quarry show old ages from 95 ± 15 ka to 101 ± 18 ka (Oinonen, Eskola, 2009). However age errors are smaller than the Pūteļi quarry samples, and they are similar to the results of the Lāči quarry samples and fit in the proposed interpretation.

OSL sampling in the Lāči quarry was carried out in the horizontally-laminated fine to medium-grained sand at the depth of 4.7 m and 9.2 m from the earth surface. Sandy sediments at the first sampling site were covered by 3 m thick reddish-brown subglacial till. The second sample was collected at the lower part of the quarry. The SAR measurements were performed for 24 aliquots from both samples investigated, so the standard error is less than 10%. A similar range of dose rates of 1.53 ± 0.07 Gy/ka and 1.64 ± 0.07 Gy/ka was obtained. Equivalent doses range between 39.3–264.8 Gy (sample Lund-14051), and 36.7–201.9 Gy (sample Lund-14052), with a mean of 151.6 ± 12.6 Gy and 131.1 ± 10.7 Gy (Lund-14051 and Lund-14052, respectively). These correspond with an age of 111.6 ± 11.3 ka, and 92.2 ± 9.0 ka, respectively (Edyta Kalińska-Nartiša – pers. comm.).

The OSL dating results from the Lāči quarry match to the marine isotope stage MIS 5 (MIS 5d to MIS 5b) corresponding to the Early Weichselian that extends from 115 ka to 85 ka in the Northern Europe (Svendsen et al., 2004). Latvia at this time underwent ice free conditions. Since the dated sediments are located immediately beneath the upper layer of the Late Weichselian till, the question arises regarding the deficiency of the Middle Weichselian interstadial deposits. Most likely possible Middle Weichselian deposits were eroded during the transgression of the Zemgale Lobe in the Late Weichselian stadial. There is no evidence regarding older Weichselian stadial deposits in the Central Latvian Lowland, as well as regional reconstructions (Svendsen et al., 2004) suggest that during the Middle Weichselian glaciation could have reached only the very northern and western Latvia. OSL dating results (Zelčs et al., 2011) from the sandy sediments at the Ozolpils elevation located on the eastern slope of the Eastern Kursa Upland shows that they were deposited 26.9 ± 4.4 ka and 29.4 ± 4.7 ka years ago. These sediment samples were taken from the Kažoki quarry, which is located more than 50 km to the NNW of the Lāči quarry. The Kažoki OSL samples are much younger than the Lāči and Krimūnas samples. This could be explained by the weaker glacial erosion in the periphery of the Eastern Kursa Upland, thereby the Middle Weichselian deposits were not eroded in the western part of the Zemgale Lobe.

5. DISCUSSION

Subglacial landforms are clearly most abundant landforms that one can find in territories that were covered by the Pleistocene ice sheets. Those landforms can also be considered as the most studied glacial landforms in the world, particularly streamlined subglacial bedforms. However, mechanisms of formation of such landforms are still object of scientific discussions. Factors that determine formation of subglacial bedforms are mainly linked to glaciodynamics and basal thermal regime of glaciers. Moreover, according to results of the latest numerical models (Fowler, Chapwanya, 2014), formation of subglacial bedforms can be explained with coupled flow of ice, sediments and subglacial water. As a result, in most cases, triggered by instability of subglacial system, subglacial bedforms develop spontaneously on glacier bed that initially was relatively smooth (Clark, 2010; Stokes et al., 2013a). Results of this research allow to discuss dynamics, directions of ice flow and conditions of deglaciation of the Zemgale Lobe as well as to compare obtained results with in other studies expressed opinions about dynamics of peripheral SE sector of the Fennoscandian Ice Sheet during the Weichselian glaciation.

5.1. Distribution and morphology of the subglacial landforms of the Zemgale Ice Lobe and their association with bedrock surface topography and lithology

In the course of this research obtained morphometric parameters of streamlined subglacial bedforms allows comparing them with quantitative data that are obtained in other studies (Clark et al., 2009; Stokes et al., 2013b; Spagnolo et al., 2014). The average arithmetic length of the Zemgale Lobe streamlined subglacial bedforms is 1578 m (median – 962 m), width is equal to 349 m (median – 311 m) and elongation ratio is 4.0 (median – 3.2). As results of this research and results of study carried out at bed of the Dubawnt Lake Ice Stream suggest (Stokes et al., 2013b), it is not possible to separate drumlins from MSGL using their morphometric parameters, because they form one population. Glacial lineations of the Dubawnt Lake Ice Stream are in average 945 m long, 117 m wide and their elongation ratio is equal to 8,7 (ibid.). In comparison with glacial lineation of the Zemgale Lobe they are in average significantly narrower and also shorter, and their elongation ratio is bigger for more than one half. Mentioned differences can be explained with the fact that the Dubawnt Lake Ice Stream, firstly, has larger dimensions. Secondly, it has distinct zone of convergence in which population of longest lineations is present, which was used to calculate their morphometric parameters.

In the research of MSGL morphology across the globe (Spagnolo et al., 2014), where morphometric parameters of eight contemporary and Pleistocene

ices stream lineations were analysed, it was determined that median of the length of lineations is equal to only 2890 m, width median is equal to 270 m, elongation ratio reaches 12, while median of the height is only 3 m (mode is 1–2 m). Maximal length of MSGL, which are located in North Lithuania, reaches 24 km, width on average is 300–500 m, and relative height in most cases does not exceed 5 m, while elongation ratio reaches 50. As a result one can conclude that the maximum length of studied MSGLs exceeds the maximum length of the Dubawnt Lake Ice Stream MSGL that is only 20 km (Stokes et al., 2013b). Comparable MSGL with those, which are located in Northern Lithuania, and exceed length of 18 km, are discovered under the Rutford Ice Stream, West Antarctica (Smith et al., 2007; King et al., 2009). The velocity of the Rutford Ice Stream is approximately 400 m per year (Gudmundsson, Jenkins, 2009). This suggests that for central part of Zemgale Lobe most likely comparatively large ice flow velocity was characteristic – at least several hundreds of meters per year.

Ribbed moraines are mainly distributed in the central parts of the Pleistocene ice sheets, where glacier bed was at melting point, as argued by several scientists (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999; Sarala, 2006, 2007). As a result, ribbed moraines formed at the zone between cold-based and warm-based ice. Nowadays several authors report about distribution of ribbed moraines outside the central parts of ice sheets (Zelčs, Dreimanis, 1998; Zelčs, 1999; Dunlop, Clark, 2006; Lamsters, Ošs, 2012; Lamsters, Zelčs, in press). Distribution of ribbed moraines in the Upmale Plain, where they are abundant in close proximity of ice-marginal formations of the North Lithuanian glacial phase, confirms that they can be formed beneath ice streams outside the core areas of ice sheets.

Eskers located in the Central Latvian Lowland are studied since the beginning of 20th century (Doss, 1910; Zāns, 1933, Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b). Length of identified eskers and esker-like ridges in Latvia are only 400–600 m, while the longer esker system reaches 56 km (Putniņš, Celiņš, 2012). Whereas esker chains of the Laurentide Ice Sheet extend several hundred kilometres and are up to 760 km long (Storrar et al., 2014). Distribution of eskers in North America is closely related to the distribution of crystalline bedrock (ibid.). Although crystalline rocks are not exposed on bedrock surface in Latvia, and esker ridges do not stretch in length of several hundreds of kilometres, distribution of them suggest that eskers can be abundant also over weakly consolidated sedimentary rocks and sediments. Some eskers are located in valley-type depressions, for example, in the SW part of the Zemgale Plain and in the NW part of Vidzeme, which morphologically resemble tunnel-valleys (Ó Cofaigh, 1996). Such relationship suggests successive formation of mentioned landforms and changes of subglacial processes from sediment erosion to accumulation.

Bedrock surface topography initially had a dominant effect to the ice flow in Latvia (Zāns, 1936; Danilāns, 1972; Zelčs, 1993a). During the last glaciation ice flow was controlled by topography created by pre-Weichselian glaciation (Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004). During deglaciation the role of subglacial

topography on the ice flow gradually increased, because decrease of ice thickness. Uplands in Latvia mainly have a bedrock core (Zelčs, Markots, 2004), that promoted bending of ice flow around uplands during the final stages of the last glaciation. Analysis of bedrock surface topography and distribution of subglacial landforms (Fig. 4.1.) shows that bedrock surface influenced direction and velocity of ice flow. Similarly as in other studies (Stokes et al., 2008; Dunlop, Clark, 2006), obtained results do not confirm relationship between the distribution of subglacial bedforms, bedrock topography and lithology at the ice lobe scale. However, several researchers have observed such relationship at the local scale (Greenwood, Clark, 2010; Zelčs, Dreimanis, 1997). Local bedrock elevations and depressions at the Zemgale Lobe bed could have influenced the generation of uneven stress field in the basal part of glacier and sediments. That in turn promoted development of glaciotectonic deformation structures. Influence of local bedrock elevations, possibly, was significant to the development of ribbed moraines in the vicinity of Baldone. These complex ribbed moraines were formed under compressional ice flow conditions in the lee side of bedrock elevations and stagnant ice patches. It promoted the development of a- and b-type till fabric and different orientation of pebbles in distinct till beds depending on ice stress field. Possibly, sporadic ice stagnation and compressional ice flow was provided by undulating bedrock surface. Terrigenous, carbonate and also sulphate sedimentary rocks are exposed at the bedrock surface in the Central Latvian Lowland. Distribution of subglacial landforms, in general, is not controlled by the bedrock lithology. In special cases, possibly, there is correlation at the local scale between morphology of drumlins and hydraulic conductivity of sedimentary bedrock. Nevertheless lack of detailed and spatially evenly distributed data about structure and properties of upper layers of sedimentary bedrock prohibits unambiguous evaluation of that.

5.2. Internal structure of the subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe and timing of sediment deposition

In all cases the cores of the studied drumlins consist of sorted sediments with different level and depth of glaciotectonic deformation. The cores of these drumlins are almost always capped by till. The only exception is the Brencēni drumlin (Lamsters, 2012) in the Madliena drumlin field, the proximal part of which consists of sandy sediments deformed in a squeezed-out fold that is interrupted by an overthrust scale of subglacial till in the flank of the drumlin. Dislocated sorted sediments have been reported from drumlin cores in the Central Latvian Lowland by several studies (Zelčs, 1993a; Zelčs et al., 1990). As suggested by Zelčs (1993a) and this study, glaciotectonic deformation structures, particularly thrust sheets and folds, are abundant in drumlins. Zelčs and Dreimanis (1997) notified that drumlin cores in the Burtnieks drumlin field consist mainly of glaciotectonically deformed lithologically different Pleistocene sediments and

in places also poorly cemented dislocated Middle Devonian sandstones. Till macrofabric, as observed in this study, mostly indicate on ice flow parallel and sub-parallel ice stress direction. Although till thrust sheets in some drumlins at the Madliena field formed by the compressional ice stress from the inter-drumlin depressions, as observed also in the Burtnieks drumlin field (*ibid*).

It was not possible to study internal structure of MSGL in Northern Lithuanian by the author of this work, because of lack of quarries located in them. But such a study has been done in 80s of the last century (Gaigalas, Marcinkevičius, 1982), and it was found that MSGLs are made of up to four Late Weichselian till beds. In addition, all till beds are confirmable to the drumlin topography (*ibid.*). The structure of these MSGLs confirm that they are formed below active ice by sediment erosion and accumulation, possibly in several glacial phases by ice lobe oscillation, as evidenced by the existence of several stratigraphically different till beds. Other evidence of the internal structure of MSGL is known from studies at the Eastern Latvian Lowland (Zelčs, 1993a, 2000), where rafts of bedrock and sandy Pleistocene sediments were observed. This indicates the importance of subglacial deformation in development of MSGL.

The Zemgale ribbed moraines display a more complicated structure than drumlins, as suggested by this and other studies (Dreimanis, 1935; Dreimanis, Zelčs, 1998, 2004; Zelčs, 1999; Lamsters, Ošs, 2012). For example, the Pleistocene sequence at the Mašēni quarry consists of at least four thrust sheets made of grey, brown and reddish-brown tills, and sorted sediments. A similar structure of ribbed moraine was first mentioned by Dreimanis (1935), who observed five till beds at the bluffs of the River Daugava. Later, Zelčs and Dreimanis (1998, 2004) described two more till beds of possible Saalian glaciation at the base of ribbed moraine. Such a structure of stacked thrusts is also observed in other ribbed moraines, as well as rafts and inclusions of bedrock and Pleistocene sediments (Dreimanis, 1935; Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Zelčs, 1999; Lamsters, Ošs, 2012).

Studied eskers of the Ogres Kangari esker chain consist of coarser glaciofluvial sediments in their lower than upper parts. At the base of Kaparāmuri quarry large boulders have been identified. Such relationship has also been observed in other studies (Straume, 1970, 1979; Zelčs, 1986a, b) suggesting high energy subglacial streams, and deposition of coarse glaciofluvial sediments near by the head of subglacial channel.

Obtained OSL dating results from the Lāči quarry (111.6 ± 11.3 ka and 92.2 ± 9.0 ka) as well as results from the Krimūnas quarry (95 ± 15 ka and 101 ± 18 ka; Oinonen, Eskola, 2009) indicate sediment deposition in the Early Weichselian (MIS 5d-5a). In this period, as indicated also by the results of other studies, the Baltic territory experienced ice-free conditions at least from 115 ka to 68 ka (Kalm et al., 2011) or from 76.5 ± 4.9 to 114.3 ± 7.4 (Molodkov et al., 2010). The possible Middle Weichselian glaciation (Talsi stadial) could have reached Western and Northern Latvia between 68 ka and 54 ka (Zelčs et al., 2011), but it most likely did not reach the study area according to regional

reconstructions (Svendsen et al., 2004). The next glaciation in the study area after the Saalian glaciation occurred only in the Late Weichselian after 24 ka. During the Middle Weichselian from 54 ka to 24 ka (Lejasciems interstadial after Zelčs, Markots, 2004) ice-free conditions were throughout all Latvia. During the long period from the Early Weichselian to beginning of the Late Weichselian, favourable conditions existed for the deposition of shallow basin and fluvial sediments, which have been dated in several localities elsewhere in Latvia and Lithuania (Satkūnas et al., 2009; Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012).

However, according to the available absolute age dates, sediments of the Middle Weichselian time have not been found in the study area. This suggests that these sediments could possibly have been eroded during the advance of the Zemgale Lobe in the Late Weichselian glaciation. Sediments that were deposited during the Middle Weichselian have survived elsewhere in Latvian, where glacial erosion was weaker. For example, at the Kažoki quarry (Zelčs et al., 2011) located on the eastern slope of the Eastern Kursa Upland that is adjacent to the study area. Both OSL dates of the Lāči quarry have less error than age of the samples of the Krimūnas quarry (Table 4.1.), which indicate the quality of a dating. However, as the dates appear quite old, and the paleodose distribution is wide, the question arises whether all dated quartz grains have been successfully bleached during last deposition. At present, it is not fully known whether paleodose dispersion increases with increasing equivalent doses. Therefore it cannot be verified whether the sand grains have been only partially bleached or wide equivalent paleodose distribution is due to other factors. Some OSL dates, which were obtained in, for example, Pūteļi quarry seem to be not applicable because their age (137 ± 25 ka and 143 ± 29 ka) is much older as expected. Suspicious OSL ages are obtained also from other glaciofluvial delta sediments in Latvia (Nartišs, 2014) as well as glaciolacustrine and glaciofluvial sediments elsewhere in the Baltics (Raukas et al., 2010). This suggests that such sediments could frequently be not applicable for OSL dating. The causes for incomplete bleaching of sand grains could be very rapid deposition, turbulent streams, sedimentation during night period or significant water turbidity.

Other stratigraphical evidence for Pleistocene deposits in the Central Latvian Lowland has been suggested by Molodkov et al. (1998), who obtained ESR dates from *Portlandia arctica* Gray shells incorporated into the Weichselian till at the banks of river Daugava, Daugmales Tomēni site, suggesting an ESR age of 86.0 ± 6.8 ka and 105.0 ± 9.2 . *P. arctica* shells come from Early Weichselian interstadial marine sediments that were displaced from their origin in the Gulf of Riga by the Zemgale Lobe during the last glaciation (Zāns, Dreimanis, 1936; Molodkov et al., 1998, Zelčs et al., 2011). These dating results are significant due to the fact that they demonstrate ice-free conditions during the Early Weichselian, when also deposition of sandy sediments, which are dated by OSL method (See Lāči 1, 2 and Krimūnas 1, 2 in Table 4.1.), occurred in the SW part of the Central Latvian Lowland.

5.3. Formation of the subglacial bedforms

Formation of drumlins and other subglacial bedforms is still relevant and unresolved issue. The most influential idea regarding drumlin formation was a concept of subglacial deformation (Boulton, 1987), which is also significant in the internal structure of Zemgale Lobe bedforms. Subglacial deformation is a very common phenomenon (Hart, Rose, 2001), although very common (Hart and Rose, 2001), although the depth and distribution of subglacial deformation have been widely questioned (Boulton et al., 2001; Piotrowski et al., 2001; van der Meer et al., 2003). Partly this problem is resolved by developing the mosaic ice-bed deformation model (Piotrowski et al., 2004). In this model the glacier bed consist of spatiotemporally variable stable and deforming spots. Observations of the distribution and sedimentology of subglacial bedforms in the Central Latvian Lowland also favour the subglacial mosaic model, which could be manifested at different scales. Even within the same quarry a character of glaciotectonic deformation is very variable as observed, for example, in the Lāči quarry. Internal structure of this quarry suggest that the formation of drumlin initially occurred by partial vertical erosion of pre-existing sediments. Later sediments were deformed during ice-bed coupling episodes, what probably took place simultaneously with accumulation and deformation of subglacial diamicton. Brittle deformation structures also point to the fact that initially sorted sediments may have been at frozen condition, and later thawed and plastically deformed. As structure of studied streamlined bedforms dominantly consist of sorted sediments, these potentially could have acted as resistant sediment patches around which subglacial diamicton accreted. This was accompanied also by an erosion and deformation of underlying sorted sediments and diamicton itself.

As it is modelled by a number of researchers (Clark, 2010; Stokes et al., 2011, 2013a; Chapwanya et al., 2011), majority of subglacial bedforms evolves spontaneously from initially relatively smooth till surface due to coupled flow of ice, sediments and water triggered by an instability in subglacial system. The study results of the structure of drumlins at the Zemgale Lobe bed do not contradict with instability theory of drumlin formation (Hindmarsh, 1998; Fowler, 2000; Schoof, 2007), which is adapted also for drumlin formation with varied composition and internal structure (Stokes et al., 2013a). Currently, numerical models, which are based on the instability theory are able to predict formation of three-dimensional subglacial bedforms (Fowler, Chapwanya, 2014). Most researchers agree that MSGSL forms beneath fast ice streams (Clark, 1993; King et al., 2009; Smith, Murray, 2009; Stokes et al., 2013b; Ó Cofaigh et al., 2013; Spagnolo et al., 2014). As revealed by the study of sedimentology and stratigraphy of MSGSL on the Dubawnt Lake Ice Stream bed (Ó Cofaigh et al., 2013), they were formed due to erosion of pre-existing sediments and shallow sediment deformation. Deformation of subglacial diamicton was limited and sediment transport distance was short, as indicated by well-preserved sand and gravel inclusions. Similarly,

Zelčs (1993a, 2000) observed rafts of Pleistocene and pre-Quaternary sediments comprising MSGL in the Eastern Latvian Lowland, which were transported at a distance not exceeding the length of the same lineations.

In scientific literature exist numerous different theories also about formation of ribbed moraines. Authors of one of the most important theory (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999) consider ribbed moraine formation due to thawing and fracturing of initially frozen till sheet under extensional ice flow. The distribution of subglacial bedforms on the Zemgale Ice Lobe bed indicates on warm-based ice before formation of ribbed moraines, when glacial lineations formed. The formation of ribbed moraines occurred during ice flow stagnation, when glacier sporadically started to freeze on its bed. Such a scenario corresponds to the formation mechanism of ribbed moraines on the Dubawnt Lake Ice Stream bed, Canada (Stokes et al., 2008), where they formed due to subglacial sediment thrusting at sticky spots and/or at the transition between slow and fast ice flow. This was a result of a change from extensional to compressional ice flow regime. It is concluded in earlier studies that the formation Zemgale ribbed moraines took place during glacier recession at the zone of active and passive ice, when glacier temporary became active and transformed drumlinized topography (Dreimanis, Zelčs 1998, 2004; Zelčs, 1999). Recent studies (Lamsters, Zelčs, in press) show that ribbed moraine formation can also take place before the local cold-based ice patches during ice flow cessation and local freezing.

5.4. Paleoglaciology and deglacial conditions of the Zemgale Ice Lobe

Subglacial landsystems of the Zemgale Lobe were mainly formed during Middle and North Lithuanian oscillating phases, when ice lobe re-advanced, and increase of ice velocity was sufficient for development of glacial lineations. Fast ice flow was sustained by high but fluctuating pore water pressure at the glacier bed. This promoted fast ice flow by a combination of subglacial deformation and basal sliding, as emphasized also by other researchers (Jørgensen, Piotrowski, 2003). The depth and intensity of subglacial deformation was variable. At the end of the North Lithuanian phase, glacial meltwater activity increased, which led to formation of eskers and tunnel valleys. The retreat of the Zemgale Lobe, at least in the SE part, was characterized by a frontal deglaciation (Lamsters, 2012). This is indicated by the formation of recessional moraines in the W part of the Madliena Tilted Plain as well as ribbed moraines, which formed in the Upmale Plain at the transition between cold and warm-based ice or proximally from sticky spots. Their spatial arrangement in the central parts of the Pleistocene ice sheets has been used to reconstruct the distribution of cold-based ice and transition to thawing bed conditions (Hättestrand, 1997; Kleman, Hättestrand, 1999).

Contrary, the Zemgale ribbed moraines formed at the freezing bed conditions that led to the ice lobe stoppage, similarly as at the Dubawnt Lake Ice Stream bed, Canada (Stokes et al., 2008).

The SE sector of the Fennoscandian Ice Sheet began to advance in the Baltic lowlands before 25 ka (Rinterknecht et al., 2006; Zelčs et al., 2011; Saks et al., 2012; Lasberg, Kalm, 2013), reached the maximum limit 21 ka ago, and started to retreat before 19 ± 1.6 ^{10}Be ka (Rinterknecht et al., 2006). There was no advance of the Fennoscandian Ice Sheet margin during the last deglaciation in Baltic lowlands. Instead, activation of ice lobes and tongues occurred in major depressions, while stagnation took place in uplands. (Zelčs, Markots, 2004). Such oscillations of ice lobes occurred asynchronously and had a surge-type character (Bitinas, 2012). That's why the correlation of the ice-marginal formations is often difficult, and estimated numbers of them are different (Guobytė, 2004; Kalm, 2006, 2012; Raukas et al., 2010; Guobytė, Satkūnas, 2011; Zelčs et al., 2011). Lithuanian researchers divide glaciation into the Grūda and Baltic stages, and the final stage is divided in at least three phases (Gaigalas, 1995; Guobytė, 2004). However, the Late Weichselian interstadial deposits are not discovered in Lithuania as well as in Latvia, thereby the stadial and phasial division is not based on climato-stratigraphic allocation, and only lithostratigraphic units can be defined (Guobytė, Satkūnas, 2011; Bitinas, 2012). During the Late Weichselian time in the Central Latvian and Middle Lithuanian lowlands there was no complete ice degradation, but an areal deglaciation, which caused the interaction of advancing ice lobes and masses of dead ice (Bitinas et al., 2004; Bitinas, 2012; Guobytė, Satkūnas, 2011; Karmazienė et al., 2013). The areal deglaciation was particularly characteristic to the central and western parts of the Zemgale Lobe, where large masses of dead ice persisted, and drumlinized topography was not transformed by temporary ice margin fluctuations.

CONCLUSIONS

The study results, collected data from previous investigations and their interpretation allow to make important conclusions about the distribution, spatial arrangement, internal structure, morphology, formation as well as dynamics of the Zemgale Ice Lobe. Significant results are also obtained regarding the absolute age of sandy sediments and paleogeographic implications of their deposition. Subglacial landforms in the Central Latvian Lowland and North Lithuanian plains, especially glacial lineations or streamlined bedforms present the most significant articulation of the modern topography, and the results of this study suggest that they are distributed more widely and are morphologically more diverse than it has been assumed so far.

The analysis of distribution and morphology of the subglacial bedforms created by the Zemgale Lobe confirms the hypothesis that they form a single paragenetic association of subglacial bedforms. It consists of streamlined bedforms with overlapping morphometry forming one population and ribbed moraines. The spatial arrangement of subglacial landforms and their cross-cutting relationships (superimposition) indicate the complex multistep formation controlled by the glaciodynamic and thermal changes at the ice-bed interface, ice flow velocity and duration. Glacial lineations demonstrate the great diversity of their orientation and morphology, which can be partly explained also by the variations of ice flow velocity and its divergent character. The elongation ratio of glacial lineations indicates the fastest ice flow in the central part of the study area, where the Zemgale Ice Lobe underwent smaller ice flow divergence.

The ribbed moraines, which have transformed the previously drumlined topography and are superimposed on glacial lineations, are not very frequently found on the paleo-ice sheet beds. They lie beneath ice streams and lobes more often than beneath the central parts of ice sheets, where the majority of ribbed moraines are concentrated. The formation of such ribbed moraines occurred during the overall decay of the Fennoscandian Ice Sheet in the Late Weichselian glaciation, when the Zemgale Ice Lobe started to subside and sporadically froze to its bed close to the ice margin.

Although the longest esker chains and systems stretch over the areas, where bedrock surface consist of carbonate sedimentary rocks, they are also found over terrigenous rocks. In such areas, the distribution of eskers tends to be associated with valley-like depressions, which are often inherited from bedrock paleoincisions, and served also as tunnel valleys before esker formation. The development of eskers was controlled mainly by the availability of meltwater that increased during the end of deglaciation.

The internal structure of ribbed moraines is glaciotectonically deformed, and it consists of rafts of bedrock and Pleistocene sediments, imbricate thrusts, folds, fractures and other structures. The ribbed moraine in the vicinity of

Baldone consists of numerous overthrusts, which have been formed by the compressional ice stress acting parallel to the inherited ice flow direction. In places, clasts in the till are orientated transverse suggesting highly compressional ice flow. Some till fabric and other structural elements in ribbed moraines are re-orientated due to subsequent sediment deformation, therefore they are not suitable for determination of ice flow direction.

Studied cores of drumlins consist of sorted sediments deposited by running water streams that are commonly glaciotectonically deformed, sometimes only in the upper part of drumlin. Mostly sorted sediments in drumlins are capped by subglacial diamicton, but in some cases diamicton is missing. Till fabrics are oriented mainly parallel and subparallel to the regional ice flow direction. The slopes of some convergent drumlins consist of till thrusts formed by the ice stress acting transverse to the ice flow direction. The internal structures of the most drumlins indicate the increased pore-water pressure during their formation. The ice-bed coupling was spatio-temporally variable, sediment deformation and ice-bed coupling was interrupted by the episodes of decoupling and basal sliding due to the fluctuations of pore-water pressure. The formation of drumlins consisting of sorted sediment cores occurred due to partial erosion of pre-existing sediments, subsequent accumulation and deformation of till and underlying sorted sediments.

At least three steps are proposed for the formation of subglacial landforms in the Upmale Plain defined from the analysis of their distribution, superimposition and internal structure. These stages were characterized by different glaciological regimes and thermal conditions. The first step is characterized by the re-activation of the Zemgale Ice Lobe, thawing ice-bed conditions, fast ice flow and promoted formation of streamlined subglacial bedforms during extensional ice flow. Due to fluctuating pore water pressure ice-bed coupling was not permanent, and fast ice flow was promoted by basal sliding and ice bed deformation. During the second step glacier sporadically started to freeze on its bed. Drumlins were transformed, and ribbed moraines formed, which led to the stoppage of the SE part of the Zemgale Ice Lobe. In the third step, the ice margin retreated, and it was interrupted by the short stabilization episodes. Subglacial drainage was sustained in R-channels and eskers were formed subsequently. Aforementioned suggests that the Late Weichselian deglaciation was characterized by changing ice-bed thermal conditions.

Optically stimulated luminescence dating results from sandy sediments forming the drumlins and marginal formations in the SW part of the Central Latvian Lowland suggest deposition in Early Weichselian. During the subsequent Zemgale Ice Lobe transgression in Late Weichselian, the sediments that could be deposited during Middle Weichselian interstadial were eroded in the SW and central part of the Central Latvian Lowland. They are preserved in surrounding elevated areas.

The obtained results suggest that the objective of the study is reached and defined theses are proved. Due to the sand and gravel deposits, which comprise the cores of subglacial landforms, which are particularly significant potential mining sites in the Central Latvian Lowland, it is necessary to continue the studies of the internal structure and formation conditions of subglacial landforms in order to promote the rational and sustainable use of Quaternary mineral deposits.

PUBLIKĀCIJU SARAKSTS / LIST OF PUBLICATIONS

Raksti zinātniskos žurnālos, kas indeksēti Web of Science un SCOPUS datu bāzēs / Publications in scientific journals indexed in Web of Science and SCOPUS databases

- 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 / Reviewed scientific monographs

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

Raksti recenzētos zinātnisko rakstu krājumos / Publications in the issues of scientific papers

- 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 glaciotehtoniskās reljefa formas. *Krāj. Zelčs, V. (red.), Latvijas Universitātes raksti*, 767. *Zemes un vides zinātnes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 48–62.

Raksti rediģētās zinātniskās grāmatās / Publications in edited books

- 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, Riga, 2014, pp. 81–85.

Lamsters, K., Zelčš, V. 2014. STOP 15: Morphology and internal structure of a ribbed moraine and drumlin remnant in the environs of Baldone, Central Latvian Lowland. In Zelčš, V., Nartišš, 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, Riga, 2014, pp. 86–89.

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos / Conference proceedings

Lamsters, K., Zelčš, 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., Zelčš, 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 / Abstracts of international conferences

Lamsters, K., Zelčš, 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.

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., Szczygieł, 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 Zelčš, V., Nartišš, 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, Riga, 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 Madliena Tilted Plain, Central Latvian Lowland. *In Johansson, P., Lunkka J-P., Sarala, P. (eds.), Late Pleistocene glacial 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 lidzenumā. *In Zuģicka, I., Aleksejeva, A., Paņina, L., Oļehnovičs, D. (eds.), Abstracts of the 52nd International Scientific Conference of Daugavpils University*. Daugavpils, Daugavpils Universitāte.

Nozīmīgākās Latvijas konferenču tēzes / Abstracts of the main local conferences

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

IZMANTOTĀ LITERĀTŪRA / REFERENCES

- 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 Zemgalskoy ravniny i vopros o formirovanii Linkuvskoy konechnoy moreny. *Grām. Temnikova, N.S. (red.), Ucheniye zapiski aspirantov Latvyskogo 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 geologii*, s. 5. Zinātne, Rīga, s. 95–107.
- Āboltiņš, O. 1989. *Glaciostruktura i lednikovij morfogenez*. Zinātne, Rīga, 284 s.
- Āboltiņš, O., Straume, J., Juškevičs, V. 1975. Osobennosti reljefa i osnovnije etapi morfogenheza Centralhno – Vidzemskoi vozvishennosti. *Grām. Voprosi chetvertichnoy geologii*, s. 8. Zinātne, Rīga, s. 31–46.
- Āboltiņš, O., Vaitekunas, P., Danilāns, 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.
- 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.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and glaciation*. Second edition. Hodder Education, London, 802 pp.
- 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 Quarterly*, 43 (2), 183–188.
- 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.
- 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.
- 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.
- Čepulytė, V. 1957. *Geomorfologičeskaya karta Litovskoi SSR*. Lietuvos TSR Mokslų Akademijos Geologijos ir geografijos institutas. Moksliniai pranešimai, Kvartero geologija ir geomorfologija, 4, 265–278.
- Daniļāns, I. 1961. *Kvartāra periods un tā nogulumi Latvijā*. Latvijas valsts izdevniecība, Rīga, 108 lpp.
- Daniļāns, I. 1970. Some results of studying the composition of Latvian till deposits for the clarification of lithological distinctions of tills of different age. *In* Daniļāns, I. (ed.), *Problems of Quaternary geology*, V, Zinātne, Rīga, pp. 7–36.
- Daniļāns, I. 1972. An influence of subglacial surface on processes deglaciation and glacial morphogenesis. *Grām.* Goretiskiy, G.I., Pogulayev, D.I., Shick, S.M. (red) Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneiy. Nauka, Moscow, pp. 19–22.
- Daniļāns, I. 1973. *Četvertichnye otlozheniya Latvii*. Zinātne, Rīga, 312 s.
- Daniļāns, 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.
- Doss, B. 1910. Über das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins, Asar und Bändernton 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., 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. Glaciotectionic 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 glaciotectionic 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, Riga, 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. Subglacialnīje lozbini i osobennosti ih razmesenija 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 geologii, s. 8.* Zinātne, Rīga, s. 24–30.
- Eberhards, G. 1977. *Glaciālā ģeomorfoloģija*. P.Stučkas LVU, Rīga, 123. lpp.
- Evans, D.J.A. 2005. *Glacial Landsystems*. London, Arnold, 544 pp.
- 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.
- 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., Boudreaux, 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., 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>.
- 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 Juzhno-Kurzemskej nizmennosti. *Grām. Āboltiņš, O., Klāne, 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.
- 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 geognostischen Karten Liv-, Est- und 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. *Geomorphological map of Lithuania. Scale 1:200 000*. Geological Survey of Lithuania. Vilnius.
- 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. Sedimentary 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.
- 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 Entwicklung 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 palaeogeological implications. *Sedimentary Geology*, 111, 41–56.
- Hindmarsh, R.C.A. 1998. Drumlinization and drumlin-forming instabilities. Viscous till mechanisms. *Journal of Glaciology*, 44, 293–314.
- Hubbard, B., Glasser, N.F. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Wiley-Blackwell, 412. pp.
- IPCC, 2013. Summary for Policymakers. In Stocker, T.F., 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.
- Jørgensen, F., Piotrowski, J. A. 2003. Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32, 242–255.
- 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. 2001. 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.
- 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.
- 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., Esch, J.M., Kozłowski, 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.
- 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.
- Kleman, J., Hättestrand, C. 1999. Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Nature*, 402, 63–66.
- 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.

- Kupffer, K.R. 1911. *Baltische Landeskunde. Atlas. Enthaltend 28 tafeln und 6 karten*. Verlag von G. Löffler, Riga, s. 82.
- 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, Riga, lpp. 52–65.
- 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.
- Lasberg, K., Kalm, V. 2013. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. *Boreas*, 42(4), 995–1007.
- Lavrushin, Y.A. 1976. *Stroyenie i formirovanie osnovnykh moren materikovyykh oledeneni*. Nauka, Moscow, 235 s.
- Levkov, E. 1980. *Glacioteletonika*. 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.
- Markots, A. 1997. Tutāns. *Grām. Kavacs, G. (red.), Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*, 4. sēj. Preses nams, Riga, 240 lpp.
- Meirons, Z. 2002a. Kvartāra nogulumu. *Krāj. Āboltiņš, O., Brangulis, A. (red.), Latvijas ģeoloģiskā karte. Mērogs 1: 200000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Riga, 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, Riga, 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, Riga, s. 176–268.
- Menzies, J., Rose, J. 1989. Subglacial bedforms: an introduction. *Sedimentary Geology*, 62, 117–122.
- Menzies, J. 2002. *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann, Oxford [etc.], pp. 576.
- 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.
- 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., Mikutienė, L. 1971. Fluvioglacialnije obrazovaniye. *In Gudelis, V., Gaigalas, A. (eds.), Stroenie i morfogenez sredne-litovskoj morenojoj ravniny*. Vilnius. Akademiya 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.

- Mortensen, H. 1924. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens. *Geologisches Archiv der Königsberg Bd. 3, H. 1/2*, pp. 1–93.
- 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.
- 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., Stokes, C.R., Lian, O.B., Clark, C.D., Tulaczyk, 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.
- 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*.
- 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.
- 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.
- Röthlisberger, H. 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 16, 177–203.
- Saks, T., Kalvāns, A., Zelčs, V. 2012. OSL dating of Middle Weichselian age shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. *Quaternary Science Reviews*, 44, 60–68.
- Sarala, P. 2006. Ribbed moraine stratigraphy and formation in southern Finnish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 21, 387–398.
- 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 Micūnai 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 Daniļāns, 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.
- SIA Envirotech. 2011. *GIS Latvija 10.0*. Webpage. SIA Envirotech Pieejams: http://www.envirotech.lv/index.php?v=1&s1_id=396
- 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.
- Spagnolo, M., Clark, C.D., Ely, J.C., Stokes, C.R., Anderson, J.B., Andreassen, K., Graham, A.G.C., King, E.C. 2014. Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 1432–1448.
- Stokes, C.R., Clark C.D. 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437–1457.
- 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. 2014. 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.
- Straume, J. 1968. Morfoloģija i strojenyie 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. Geomorfoloģija. *Grām.* Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (red.), *Geoloģieskoje 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.
- 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., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., 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.
- Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, 286. pp.
- Zāns, V. 1933. Osi un citi diluviālie veidojumi Limbažu apkārtnē. *Latvijas Universitātes Ģeoloģijas institūta raksti Nr. 30*, lpp. 2–20.
- Zāns, V. 1936. Leduslaikmets un pēcduslaikmets 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 morfoloģiji, strojenhije i genezise Kangarskih ozovih rjad. In: Āboltiņš, O. (otv. red.) *Morfogenez relhjeja i paleogeografija Latviji*. Latvijskij Gosudarstvenij Universitet, Rīga, s. 69–87.
- Zelčs, V. 1986b. Njekotorije raznovidnostji ozov coprjazhennih c dolinoobrazovanyimi formami podchetverthicoj poverhnostji na teritoriji Crednjelatvijskoj gljaciodepressionnoj njizmennostji. In Āboltiņš, O. (otv. red.) *Morfogenez relhjeja i paleogeografija Latviji*. Latvijskij Gosudarstvenij Universitet, Rīga, s. 95–121.
- Zelčs V. 1993a. Diverģentā tipa glaciodepresiju zemiņu glaciotekoniskās reljeja formas. *Dišertācijas 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. 1995. Idumejas augstiene. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Latvijas daba: enciklopēdija. 2. sēj. Latvijas Enciklopēdija*, Rīga, lpp. 160–161.

- Zelčš, V. 1998. Viduslatvijas zemiene. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 6. sēj.* Preses nams, Rīga, lpp. 71–73.
- Zelčš, 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.
- Zelčš, 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.
- Zelčš, V. 2001. Main varieties of glaciotectionic drumlins in Latvia. In *6th International Drumlin Symposium, June 17–23, 2001, Torun, Poland. Abstracts*, Nicholas Copernicus University, pp. 37–38.
- Zelčš, V., Šteins, V. 1989. Latvijas daba un fiziogēogrāfiskie rajoni. *Zinātne un Tehnika*, 7.
- Zelčš, V., Markots, A., Strautnieks, I. 1990. Protsess formirovanija drumlinov Srednelatvijskoj gliatsiodepressionnoj nizmennosti. *Krāj.* Eberhards, G., Zelčš, V., Vanaga, A. (red.), *Acta Universitatis Latviensis*, 547. Latvijas Universitāte, Rīga, s. 111–130.
- Zelčš, V., Dreimanis, A. 1997. Morphology, Internal Structure and Genesis of the Burtnieks Drumlin Field, Northern Vidzeme, Latvia. *Sedimentary Geology*, 111, 73–90.
- Zelčš, 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.
- Zelčš, 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.
- Zieliņski, T., van Loon, A.J. 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32, 590–611

Nepublicētie materiāli

- LVĢMC DB “Urbumi”. *Latvijas urbumu datu bāze*. Pieejama saskaņā ar ESF aktivitātes “Cilvēkresursu piesaiste zinātnei” projektu “Starptozaru 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. *Geologischeskoje strojenije i hidrogeologiceskiji uslovije teritorii lista O–35–XXVI. Otchot Vidzemskoj kompleksnoj GSP po rabotam, 1959–1960 g.* Tom I, 431 s. Latvijas ģeoloģijas pārvalde, Rīga. VĢF inv. Nr. 03109.
- Nartišs, N. 2014. Ledājkūšanas ūdeņu baseini Ziemeļvidzemes un Vidusgaujas zemienēs Vēlā Vislas leduslaikmeta beigu posmā. *Disertācija*. Latvijas Universitāte, Rīga, 142 lpp.
- Oinonen, M., Eskola, K. O. 2009. *Research report – Luminescence dating of Latvian samples*, Purchase identification No. LU 2008/1-269, part 1 (16 samples), Helsinki, p. 5.
- Sleinis, J. 1955. *Ogres Kangaru grants atradnes meklēšanas un izpētes darbu pārskats*. Latgiprogorstroj, Rīga, 149 lpp.