

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS

Nr. 28

MĀRIS KRIEVĀNS

**HIDROGRĀFISKĀ TĪKLA VEIDOŠANĀS
LEJAS GAUJAS SENIELEJAI PIEGUĻOŠAJĀ
TERITORIJĀ VĒLĀ VISLAS APLEDOJUMA
DEGLACIĀCIJAS LAIKĀ**

DISERTĀCIJA

RĪGA 2015

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS

Nr. 28

MĀRIS KRIEVĀNS

**HIDROGRĀFISKĀ TĪKLA VEIDOŠANĀS
LEJAS GAUJAS SENIELEJAI PIEGUĻOŠAJĀ
TERITORIJĀ VĒLĀ VISLAS APLEDOJUMA
DEGLACIĀCIJAS LAIKĀ**

DISERTĀCIJA

doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozares
kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas apakšnozarē

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

Disertācija izstrādāta Latvijas Universitātes Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē
Ģeoloģijas nodaļā no 2010. gada līdz 2015. gadam



IEGULDĪJUMS TAVĀ NĀKOTNĒ

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

Promocijas darba vadītājs:

Vitālijs Zelčs, profesors, Dr. ģeol., Latvijas Universitāte

Recenzenti:

Albertas Bitinas, asociētais profesors, Dr. ģeol., Klaipēdas Universitāte (Lietuva)

Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol., Latvijas Universitāte

Juris Soms, Dr. ģeol., Daugavpils Universitāte

Promocijas padomes sastāvs:

Ervīns Lukševičs, profesors, Dr. ģeol. – padomes priekšsēdētājs

Laimdota Kalniņa, asociētā profesore, Dr. ģeogr.

Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol.

Vitālijs Zelčs, profesors, Dr. ģeol.

Padomes sekretārs:

Ģirts Stinkulis, asociētais profesors, Dr. ģeol.

Disertācija pieņemta aizstāvēšanai ar Latvijas Universitātes Ģeoloģijas promocijas padomes 2014. gada 16. decembra sēdes lēmumu Nr. 5/682

Disertācijas atklāta aizstāvēšana notiks LU Ģeoloģijas promocijas padomes sēdē 2015. gada 8. maijā, Rīgā, Alberta ielā 10, Jāņa un Elfrīdas Rutku 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.

Disertācijas kopsavilkuma izdošanu ir finansējusi Latvijas Universitāte.

Atsauksmes sūtīt:

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

Saturs

Anotācija.....	3
Abstract.....	4
Tekstā izmantotie apzīmējumi un saīsinājumi.....	5
Ievads.....	6
1. Pētījumu teritorijas kvartārģeoloģiskās vides apstākļi.....	15
1.1. Subkvartārās virsas uzbūve un reljefs.....	16
1.2. Kvartāra nogulumi, to izplatība un biežums.....	18
1.3. Mūsdienu zemes virsmas saposmums, hiposmetrija un ģenēze.....	20
2. Priekšstati par hidrogrāfiskā tīkla attīstību Vislas apledošanas deglaciācijas laikā.....	29
2.1. Iepriekšējie ģeoloģiskie pētījumi Gaujas ielejas krastos.....	32
2.2. Ledājkūšanas un ārpusledāja ūdeņu noteces klasifikācija.....	34
2.3. Ledājūdeņu un ārpusledāja ūdenstilpņu klasifikācija un veidošanās.....	37
2.4. Eroziņas bāze un tās mainība.....	40
3. Materiāli un metodes.....	44
4. Rezultāti un interpretācija.....	52
4.1. Glaciālie un paliku ezeri, to izplatība un nogulumi.....	52
4.2. Lejas Gaujas senielejas pēdējā leduslaikmeta noslēguma posma nogulumi un terases.....	72
4.3. Miegupes ieleja.....	82
4.4. Rauņa ieleja.....	93
4.5. Kazu ielejas un Bušlejas ieleju sistēma.....	100
5. Diskusija.....	104
5.1. Ledus ezeru un paliku ezeru izplatības laiktelpiskās izmaiņas saistībā ar ledāja malas veidojumu joslām.....	104
5.2. Lejas Gaujas pietekupju ieleju ģenēzes atšķirības.....	110
Secinājumi.....	118
Pateicības.....	120
Literatūras saraksts.....	121

Anotācija

Disertācijā izklāstīti pētījumu rezultāti par hidrogrāfiskā tīkla attīstību ledāja malā un tai pieguļošajā ārpusledāja teritorijā apstākļos ar sarežģītu lokālo virsmas topogrāfiju. Šādi apstākļi, kad ledājūdeņu un no ārpusledāja teritorijas pieplūstošo virszemes ūdeņu drenāža ir apgrūtināta, ir raksturīga pārejas joslā no ledāja salveida starplobu augstienēm uz glaciodepresiju zemienēm. Kā minētajiem apstākļiem atbilstoša etalonteritorija tika izvēlēta pārejas zona starp Vidzemes augstieni un Ziemeļvidzemes, daļēji arī Viduslatvijas zemienēm. Pētījums balstās uz oriģināliem pētījumu materiāliem, kuri iegūti, izmantojot nogulumu lauka pētījumu metodes un vecuma noteikšanas rezultātus, kā arī ar ĢIS rīku palīdzību atvasinātus precīzas ģeotelpiskās piesaistes datus. Tā rezultātā ir izstrādāts ledājūdeņu un paliku ezeru laiktelpiskās attīstības modelis, kā arī izziņāta ar šo ezeru drenāžu saistīto ieleju veidošanās. Pētījumā izvērtēta ledājūdeņu mijiedarbība ar ledāja malas veidojumiem. Lietišķa nozīme ir pētījumu gaitā iegūtajai informācijai par erozijas tīkla un zemes virsmas saposmējuma raksturu un precizējumiem par atsevišķu nogulumu ģenētisko tipu izplatību.

Raksturvārdi: ledājūdeņu noteces ielejas, upju ielejas, glacioakvālie nogulumi, fluviālie nogulumi, pieledāja ezeri

Abstract

The doctoral thesis deals with problems of Quaternary geology and geomorphology with respect to development of the hydrographical network at the ice-margin in areas with complicated topography that occurring in the transitional zone between interlobate uplands and glacial lowlands. This study is based on original research data obtained using field techniques, sediment logs, dating results and with GIS tools derived exact spatial adjustment. Based on the investigations in the case areas which embrace transitional zone between the Vidzeme Upland and Northern Vidzeme Lowland, and north-eastern part of the Central Latvian Lowland, time-transgressive development models of the meltwater discharge and drainage of the ice dammed lakes have been developed, as well as studies on drainage of the these basins were carried out. These results allow to assess interconnection between proglacial meltwater drainage system and ice-marginal formations. The results on the formation of the hydrographical network during Late Weichselian termination can be used in landscape palaeogeography and to estimate threats and risk of the modern slope processes and fluvial erosion.

Key words: meltwater drainage valleys, river valleys, glacioaquatic deposits, fluvial sediments, proglacial lakes

Tekstā izmantotie apzīmējumi un saīsinājumi

DEM – digitālais augstuma modelis

F. - Formation

GNSS - globālās navigācijas satelītu sistēmas

GPS – Globālās pozicionēšanas sistēma

GIS – ģeogrāfiskās informācijas sistēmas

LĢIA – Latvijas Ģeotelpiskās informācijas aģentūra

LVĢMC – Latvijas Vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrs

OSL – optiski stimulētā luminiscence

SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*

vjl. – absolūtais augstums virs mūsdienu jūras līmeņa

VNIIMORGEO - Vissavienības jūras ģeoloģijas un ģeofizikas zinātniski pētnieciskais institūts

VPT – virspalu terase

zjl. – absolūtais augstums zem mūsdienu jūras līmeņa

Ievads

Pētījuma aktualitāte

Vēlā Vislas apledošanas laikā Fenoskandijas ledusvairogs savu maksimālo izplatību sasniedza pirms 26,5 un 19-20 tūkstošiem gadiem (Clark *et al.*, 2009). Šajā laikā tika daļēji vai pilnībā iznīcināts Ziemeļeiropas, Centrāleiropas un Krievijas ziemeļu reģionu senais upju tīkls (Starkel, 2003; Vandenberghe, Huisink, 2003). Ledājs bloķēja daudzu upju noteci, kuras pirms tam plūda ziemeļu virzienā. Šajā laikā lielākā Centrāleiropas daļa atradās ilggadīga sasaluma joslā. Uzlabojoties klimatiskajiem apstākļiem un iestājoties Vēlā Vislas apledošanas degradācijas etapam, sākās strauja ledus kušana. Visos reģionos, ko bija klājis ledājs, vienlaicīgi ar tā izžušanu aizsākās jauna upju tīkla veidošanās un pārveidošanās (Starkel, 2003). Leduslaikmeta beigu posmā arktiskā un subarktikā klimatā Austrumeiropas līdzenuma un Rietumsibīrijas upes veidoja plašas ūdenstece, kuru platums pat 15 reizes pārsniedza mūsdienu upju gultņu platumu (Sidorchuk *et al.*, 2003). Lielākās ūdens plūsmas parasti veidojās ablācijas sezonas vidū, kad ledus kušanu noteica ne tikai Saules radiācija, bet arī ledājūdeņu siltuma pārnese. Leduslaikmeta beigu posmā virszemes noteces tīkls bija izvietots vienmērīgāk nekā mūsdienās, lai gan tā izvietojums bija tieši saistīts ar kontinentālā apledošanas malas zonu un zemes virsmas topogrāfiju (*ibid.*).

Mūsdienu arktiskajos un subarktikajos reģionos valda līdzīgi apstākļi tiem, kādi ir bijuši leduslaikmeta beigu posmos. Upju notece šajos apgabalos raksturojas ar sezonālu mainīgumu, kas saistīts ar upju aizsalšanu ziemā, kam pavasarī seko strauji pali (Maziels, 1995). Paleohidroloģiskās noteces režīms lielajos platumā grādos tiek iedalīts trīs veidos - ledāja, ledus kontakta un periglaciālā jeb ārpusledāja ilggadīgā sasaluma notecē. Daudzās ledus kontakta zonās veidojās lieli glaciālie sprostezeri, kuru ietekmē ir mainījušās reģionālās ūdens virszemes plūsmas vai arī tie ir izraisījuši lielus, pat katastrofālus plūdus (Gregory, Benito, 2003; Mangerud *et al.*, 2004). Zaroti upju kanāli parasti tiek uzskatīti par tipisku upes gultnes tipu arktiskā un subarktikā klimata apstākļos, tomēr, kā atzīst Vanderberge (2001), šajos reģionos atkarībā no straumes stipruma un sanesuma veida pastāv krietni lielāka upju gultņu dažādība. Ilggadīgā sasaluma reģionos upju sistēmu attīstība ir tieši saistīta ar klimatiskām izmaiņām (Mol *et al.*, 2000; Van Huissteden *et al.*, 2001; Costard *et al.*, 2007).

Starkels (Starkel, 2003) Centrāleiropā izdala trīs hidrogrāfiskā tīkla paleohidroloģiskās attīstības etapus. Pirmajā etapā (20-14 tūkst. g.p.m.), ūdens uzkrāšanās notika Fenoskandijas segledāja klātajos reģionos un kalnu rajonos, bet ledāja malas zonā atradās ilggadīga sasaluma josla ar sezonālu noteci. Ledājūdeņu notece veidojās virzienā no segledāja uz pieledāja teritoriju, bet zemienēs ledājs bloķēja vecāko upju noteci ziemeļu virzienā. Otrajā etapā (14-10 tūkst. g.p.m) paleohidroloģiskā tīkla veidošanās saistīta ar teritorijas deglaciācijas gaitu un ilggadīgā sasaluma izžušanu. Uzlabojoties klimatiskajiem apstākļiem, degradējoties grunts sasalumam un izzūdot ledājam, pēdējā leduslaikmeta beigu posmā un pēclepuslaikmetā, Centrāleiropā sāka veidoties bezspiediena pazemes ūdeņi, parādījās un sāka izplatīties veģetācija. No ledāja brīvajā teritorijā izkusa aprimušā ledus blāķi un izveidojās jauna topogrāfija ar ezeriem, purviem un upju tīklu. Trešajā etapā (10-0 tūkst. g.p.m) Centrāleiropā izpletās meži, kuri ārpus kalnu teritorijas, kontrolēja ūdens ciklu. Holocēnā paleohidroloģisko apstākļu mainība saistāma ar mitrāku un sausāku klimatisko apstākļu vairākkārtēju miju.

Upju ieleju tīkla attīstība dienvidaustrumu Baltijā (Lietuvā, Latvijā un Igaunijā) ir cieši saistīta ar Vēlās Vislas Fenoskandijas ledusvairoga deglaciācijas gaitu (Eberhards, Miidel, 1984; Raukas *et al.*, 1995; Gaigalas, Dvareckas, 2002). Teritorijas ģeoloģiskās

uzbūves un ledāja radītās zemes virsmas topogrāfiskās atšķirības, kā arī paleoģeogrāfisko apstākļu straujas izmaiņas noteica to sarežģītu attīstību (Eberhards, 1979a, 2013; Raukas, Eberhards, 1986). Latvijā upju ieleju veidošanās un mūsdienu gultnes procesu pētījumi, kā arī detaļa ģeomorfoloģiskā analīze veikta pagājušajā gadsimta septiņdesmito gadu sākumā (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1972a), bet vēlāk izdarīti šo pētījumu reģionālie vispārīgākie (Eberhards, 1979a,b, 2013; Eberhards, Miidel, 1984). Minētais norāda uz nepamatoti mazu zinātnisku un praktisku interesi pēdējos divdesmit gados par hidrogrāfiskā tīkla attīstības gaitu ne tikai pēdējā leduslaikmeta beigu posmā, bet arī par mūsdienās notiekošo aluviālo procesu dinamikas izziņāšanas nozīmīgumu mūsdienu klimata maiņas kontekstā.

Autora veiktā pētījuma vispārīgais mērķis ir aktualizēt, atjaunot un veicināt pētījumus fluviālajā ģeomorfoloģijā jaunā kvalitātē, izmantojot jaunu empīrisko datu kopumu un pielietojamo metožu daudzveidību, kā arī pieejamos kartogrāfiskos materiālus ar augstāku precizitāti un izšķirtspēju salīdzinājumā ar pagājušajā gadsimtā veiktajiem pētījumiem. Latvijā detalizēti upju ieleju attīstības pētījumi pārsvarā ir veikti tikai lielo upju ielejām, bet mazo upju ielejas nav tikušas sistemātiski pētītas. Atsevišķas mazās upju ielejas ir pētītas saistībā ar ledus ezeru krasta līniju pētījumiem vai upju lielbaseinu attīstības gaitas izziņāšanu (sk., piemēram, Eberhards (1972a), Veinbergs, (1975)).

Pēdējos gados iegūtie pētījumu rezultāti parāda (Krievāns, 2011b; Krievāns, Rečs, 2012a), ka ir nepieciešams veikt mazo upju padziļinātus pētījumus apvidos ar vidēji saposmotu mūsdienu zemes virsmas topogrāfiju, jo šādos apstākļos hidrogrāfiskā tīkla zemākās pakāpes posmu attīstībā nozīmīga loma ir bijusi paleoģeogrāfiskajiem apstākļiem un zemes virsmas sākotnējai topogrāfijai. Šajā kategorijā ietilpst augstieņņu nogāžu un pārejas zonā no augstieņēm uz zemieņēm plūstošās mazās upes, kuras pārsvarā ir arī Latvijas lielo upju pietekas. Tās raksturojas ar komplikētiem terasu spektriem un gultnes garenprofilu. Tas liek izteikt ideju, ka dažādie garenprofilu posmi ir veidojušies dažādā laikā (Krievāns, Rečs, 2012a,b) saistībā ar drenāžas apstākļu straujām, pieļaujams, pat katastrofāla rakstura, lokālās erozijas bāzes izmaiņām (Krievāns, 2011b). Pieledāju baseinu straujās izmaiņas būtiski ietekmēja upju tīkla un to ieleju veidošanās gaitu. Ledājūdeņiem noplūstot no hipsometriski augstāk novietotiem glaciāliem vai paliku ezeriem uz zemākiem, pakāpeniski no ūdens atbrīvojās jaunas teritorijas. Sākotnēji dažādas izcelsmes fluviālās gultnes saistīja blakus esošos glaciālos ezerus. Pēc baseinu noplūšanas un ledāja izkuššanas, savienojoties atsevišķiem ieleju posmiem, radās vienota ūdenstece, kas ietvēra dažāda vecuma ūdeņu noteces gultnes. Atkarībā no teritorijas virsmas slīpuma, reljefa rakstura un erozijas bāzes līmeņa izmaiņām, upju ieleju garums pieauga uz leju, bet mazākā mērā arī uz augšu (Eberhards, 2013), kas tomēr ne vienmēr tā notika. Ņemot vērā visus iepriekš uzskaitītos apstākļus un deglaciācijas gaitu Latvijas teritorijā Vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas laikā, kā etalonteritorija tika izvēlēta Lejas Gaujas senielejai pieguļošā teritorija.

Mūsdienās upju ģeomorfoloģiskie pētījumi ir cieši saistīti ar hidroloģiju, sedimentoloģiju, paleohidroloģiju un limnoloģiju, tādējādi arī pētījumu metožu attīstība ir apskatāma kopsakarā ar citām Zemes zinātņu metodēm. Pasaulē upju pētījumos tiek izmantoti jaunākie sasniegumi globālās pozicionēšanas sistēmās (Higgitt, Warburton, 1999), aluviālo nogulumu vecuma noteikšanā ar izotopu un luminiscences datēšanas metodēm (Rowland *et al.*, 2005; Hoffmann *et al.*, 2008; Rixhon *et al.*, 2011), kā arī ģeofizikālos pētījumos (Froese *et al.*, 2005). Izmantojot mūsdienīgas pētījumu metodes, fluviālajā ģeomorfoloģijā ir papildināta metodoloģiskā bāze, un sniegts jauns skatījums uz hidrogrāfiskā tīkla attīstību pēdējā apledošanas deglaciācijas gaitā.

Pagājušajā gadsimtā un mūsdienās upju ieleju tīkla attīstību ietekmējusi antropogēnā darbība (Knox, 2006), skarot pašas ūdenstece (Hoffmann *et al.*, 2010; Wheatcroft *et al.*, 2013) un sateces baseinu (Hooke, 2006; Houben *et al.*, 2006;

Dobrowolski, 2010). Tajā laikā Latvijā ļoti daudzām mazajām upēm un atsevišķiem lielo upju posmiem ir veiktas mākslīgas hidrogrāfiskā tīkla izmaiņas, kas ietver aizdambēšanu ar HES un dzirnavezeru ierīkošanu, gultņu vai atsevišķu upes posmu padziļināšanu un iztaisnošanu. Jaunu kanālu rakšana ar pilnīgu vai daļēju ūdens novadīšanu uz cita baseina upi un ūdenskrātuvju ierīkošana uz upēm apgrūtina paleohidroloģiskās rekonstrukcijas. Pēc G. Eberharda (2013) datiem, aptuveni 50% mazo Latvijas upju un strautu ir iztaisnoti, regulēti un pārvērsti novadgrāvjos. Meliorācijas vēsture liecina par strauju zemju nosusināšanu un novadgrāvju rakšanu 20. gs. 20. un 30. gados, bet it īpaši pagājušā gadsimta 60. gadu otrajā pusē, 70. un 80. gados. Meliorācijas laikā, pārveidojot un regulējot upju gultnes, tika samazināta plūdu ietekme un paātrināta nokrišņu ūdeņu novadīšana no sateces baseina (Cimdiņš, Liepa, 1983). Upju hidrogrāfiskā tīkla izmaiņas pagājušā gadsimta vidū skārušas arī Lietuvu (Gudeliauskiene, 1982) un Igauniju (Mander, 1994).

Mūsdienās tiek izstrādāti konceptuāli plāni, lai atjaunotu upju dabisko tecējumu un atjaunotu palienes (Schiemer, 1999; Gumiero *et al.*, 2013). Līdzīgi projekti tiek izstrādāti arī Latvijā, piemēram, palienes režīma atjaunošana Slampes upes lejtecē, kur ir sasniegts gaidāmais renaturalizācijas rezultāts par palu režīma atjaunošanos - plūdu laikā upes ūdeņi ieplūst apkārtējās pļavās, ļaujot tām pildīt palienes funkcijas (Ķuze *et al.*, 2008). Iegūstot jaunas zināšanas par hidrogrāfiskā tīkla attīstību pagātnē, ir iespējams rekonstruēt un atjaunot dabiskos upju tecējumus un ainavas antropogēnās darbības rezultātā izmainītajās teritorijās. Jaunākie pētījumi (Burchsted *et al.*, 2014) liecina, ka dabiskās un cilvēka radītās barjeras (hidrobūves) izraisa arī lokālās erozijas bāzes izmaiņas un citas ietekmes, kuru nozīmīgums līdz šim ir pētīts nepietiekoši.

Darba novitāte

Latvijas galveno upju (Daugavas, Gaujas, Abavas un Ventas) ieleju pēdējie nozīmīgākie pētījumi ir veikti, un to rezultāti ir publicēti pagājušā gadsimta sešdesmitajos un septiņdesmitajos gados (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1972a; Veinbergs, 1975; Straume, 1979), bet diemžēl O. Āboltiņa (pers. kom.) pētījums par Lielupes ielejas attīstību vēl joprojām nav publicēts. Minēto pētījumu rezultāti parāda, ka ir nepieciešams izvērst visaptverošus un detālus pētījumus par upju baseinu hidroloģiskā tīkla, kā vienotas fluviālās sistēmas, veidošanos saistībā ar teritorijas ģeoloģiskās attīstības gaitu un vides apstākļu izmaiņām pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā, agrajā un vidējā holocēnā. Agrākajos gados veikto pētījumu rezultāti liecina, ka galvenās fluviālās sistēmas izmaiņas notika pēdējā apledošanas beigu posmā. Tomēr jāņem vērā, ka morfoloģiskā un ģeoloģiskā informācija par upju ieleju attīstību agrajā holocēnā, kad galveno erozijas bāzi veidoja Joldijas jūra un Ancilus ezers, ir nepilnīga. Minētās problēmas risinājuma pamatā ir kvalitatīvi jaunas, precīzas ģeotelpiskas piesaistes pētījumu datu iegūšana par hidrogrāfiskā tīkla attīstību (Higgitt, Warburton, 1999), balstoties uz upju terašu uzbūves izzināšanu, izmantojot litofāciju analīzi, un agrākajos gados iegūto rezultātu pārvērtēšana, balstoties uz mūsdienu fluviālās ģeomorfoloģijas un kvartārģeoloģijas jaunākajām teorētiskajām atziņām (Charlton, 2008; Miall, 2014; Benn, Evans, 2010).

Darba novitāte izriet no iegūto un darbā izmantojamo materiālu kopuma un pielietojamo metožu daudzveidības salīdzinājumā ar pagājušajā gadsimtā veiktajiem pētījumiem. Izmantojot apjomīgu ģeotelpiskās informācijas avotu klāstu, tika iegūta augstas precizitātes upju ieleju un to raksturojošo morfometrisko elementu digitālā karte. Tā ļāva efektīvāk un pārskatāmāk izmantot iegūtos datus un veikt ģeotelpisko analīzi. ĢIS vidē izstrādāta oriģināla datubāze *Ziemeļvidzemes upes*, kurā apkopota informācija par

vairāk nekā 45 Gaujas lielākajām pietekām posmā Strenči - Vangaži. Lauka un kamerālās pētījumu metodes disertācijai izvēlētas ar mērķi iegūt reprezentablu izejas datu kopu, bet rezultātu analīze un interpretācija, kā arī pētījuma secinājumi izstrādāti, ņemot vērā fluviālās ģeomorfoloģijas jaunākos teorētiskos priekšstatus (Miall, 2006) un atziņas par paleohidrogrāfiskā tīkla attīstību pētījuma teritorijā pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā un pēclepuslaikmetā. Upju virspalu terašu iekšējās uzbūves pētījumos tika izmantota rietumvalstīs izstrādāta litofāciju analīzes metode (Miall, 1985, 1994, 2014; Zieliński, Goździk 2001; Houben, 2007), kas ļauj šī pētījuma rezultātus un nogulumu uzkrāšanās vides interpretācijas salīdzināt ar līdzīgiem pētījumiem pasaulē. Litofāciju apzīmējumi lietoti, izmantojot izstrādāto litofāciju klasifikācijas un kodu sistēmu (Miall, 1978; Eyles *et al.*, 1983; Wysota, 2002; Zieliński, Pisarska-Jamroży, 2012). Nogulumu ģenētiskā klasifikācija, slāņu kontakti starp tiem un litofācijas aprakstītas, izmantojot pasaulē vispāratzītu metodiku (Zieliński, 1995; Zieliński, 1998; Jones *et al.*, 2001). Iegūtie rezultāti ļauj kritiski izvērtēt agrāk iegūtos citu pētnieku datus par Latvijas upju virspalu terases veidojošo iežu un nogulumu ģenēzi un veikt nogulumu uzkrāšanās vides precizēšanu vai pat reinterpretāciju.

Pētījumu teritorijā veikta fluviālo ieleju ģeotelpiskā analīze, izzinātas noteces izvietošana un telpiskās organizācijas sakarības, noskaidrota ledāja un ledājkūšanas ūdeņu veidoto reljefa formu morfometrisku parametru sakarības, veikta ledāja un upju noteces veidošanās un attīstības noteicošo faktoru ietekmes analīze, kā arī iegūti dati par glacioakvālo nogulumu uzkrāšanos ledāja malas zonā un tai pieguļošajā teritorijā. Morfoloģiskie rādītāji sniedza informāciju par glacioakvālo un aluviālo nogulumu un pētāmo reljefa formu raksturojumu horizontālā un vertikālā griezumā.

Darba hipotēze

Vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas gaitā Latvijas teritorija pakāpeniski atbrīvojās no segledāja, kas bloķēja virszemes noteci Baltijas jūras un Rīgas līča virzienā. Tādējādi ledājkūšanas ūdeņi uzkrājās un veidoja plašus, lokālus ledājūdeņu sprostezerus starp ledāju un no ledāja brīvo teritoriju, kuri deglaciācijas gaitā nereti pārvērtās distālos paliku ezerus. Tā kā kontinentālā ūdensšķirtne atrodas dienvidos no Latvijas, sprostezeri un paliku ezeri noplūda gar ledāju vai arī teritorijai atbrīvojoties no ledāja - tā atkāpšanās virzienā. Šādi ledājūdeņu drenāžas apstākļi izsauca marginālo un pārgāznes ledājūdeņu noteces ieleju veidošanos un ar tām saistīto pieteku ieleju, pa kurām notika paliku ezeru drenāža, attīstību un strauju dziļumeroziju.

Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes

1. Pārejas zonā no augstienēm uz ledāja zemienēm upju ielejas veidojās ledājkūšanas ūdeņiem vai lokāliem ledus sprostezejiem, pieledāja vai distālajiem paliku ezeriem, drenējoties gar ledāju vai proksimālā virzienā attiecībā pret ledāju.
2. Sprostezeru sezonālās un drenāžas radītās līmeņa svārstības noteica būtiskas lokālās erozijas bāzes svārstības, kas sekmēja relatīvi dziļu pārgāznes ieleju veidošanos.
3. Ledāja augstieņu orientētais paugurgrēdu un starppauguru ieplaku reljefs sekmēja daudz plašāku sprostezeru un paliku baseinu izplatību nekā tas tika uzskatīts līdz šim.
4. Posmā no Siguldas līdz Valmierai Gaujas virspalu augšējo terašu nogulumu ir uzkrājušies pieledāja un paliku baseinā, bet terases ir tajos iegrauztas fluviālās erozijas rezultātā.

Pētījuma mērķis un uzdevumi

Pētījuma mērķis ir izpētīt ledājkušanas ūdeņu noteces tīkla veidošanos ledāja augstieņu un zemieņu pārejas zonā, kā pētījumu etalonteritoriju izmantojot Lejas Gaujas senielejai pieguļošo teritoriju.

Darba mērķa sasniegšanai tika izvirzīti šādi galvenie uzdevumi:

1. Apzināt un apkopot līdzšinējos pētījumus par ledājkušanas ūdeņu baseiniem un noteces ielejām, paliku baseiniem un upju ielejām Latvijā Vēlā Vislas apledojuma noslēguma posmā;
2. Veikt fluviālo reljefa formu izvietojuma pētījumus kamerālos un lauka apstākļos Lejas Gaujas senielejā un tai pieguļošajā teritorijā;
3. Apsēkot atsegumus virspalu terasēs, glaciālajos un paliku ezeros, un veikt šo reljefa formu iekšējās uzbūves pētījumus, lai rekonstruētu sedimentācijas paleovides apstākļus;
4. Veikt lauka un kamerālo pētījumu rezultātu par pētāmās teritorijas hidrogrāfiskā tīkla veidošanos apstrādi un ģeotelpisko analīzi;
5. Noskaidrot upju ieleju veidošanās apstākļu un teritorijas ģeoloģiskās uzbūves un virsmas morfoloģijas kopsakarības;
6. Sniegt paleohidrogrāfiskā tīkla attīstības interpretāciju un nozīmīgākās tā morfoloģijas laiktelpiskās izmaiņas.

Rezultātu aprobācija

Darbā paustās atziņas ir prezentētas vairākās starptautiskās konferencēs un integrētas vairākās zinātniskās publikācijās. Pētījuma rezultāti publicēti 8 zinātniskās publikācijās, viena publikācija iesniegta publicēšanai, viena zinātniskā grāmata ir izdota. Par pētījumu rezultātiem ziņots 7 starptautiskās un 17 vietējās konferencēs.

Monogrāfija:

Krievāns, M. 2015. *Hidrogrāfiskā tīkla veidošanās Lejas Gaujas senielejā pēdējā apledojuma beigu posmā*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 132 lpp.

Rediģētie izdevumi un publikācijas:

Krievāns, M., Zelčs, V., Nartišs, M. 2014. STOP 1: Lower Gauja spillway valley at Sigulda. In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014*. University of Latvia, Rīga, pp. 17-20.

Krievāns, M., Kalniņa, L. 2014. STOP 3: Late-glacial and early postglacial environmental processes and the history of the River Triečupīte valley and surroundings, in the foreland of the Vidzeme Upland. In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014*. University of Latvia, Rīga, pp. 25-31.

- Krievāns, M., Rečs, A. 2014. STOP 4: Internal structure and genesis of the sediments underlying Terrace III of the River Gauja at Dukūļi farmhouse and Valmiera town. *In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rīga, pp. 32-36.
- Zelčs, V., Krievāns, M., Strautnieks, I. 2014. STOP 5: Veselava end moraine, north-western Vidzeme Upland. *In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rīga, pp. 37-41.
- Zelčs, V., Krievāns, M., Nartišs, M. 2014. STOP 7: Madona-Trepe ice-marginal ridge at Smeceres sils, East-Latvian Lowland. *In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rīga, pp. 47-51.
- Karušs, J., Krievāns, M., Rečs, A. 2014. STOP 8: Morphology and arrangement of glaciokarst kettles at Vietalva village. *In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rīga, pp. 52-56.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2012. Miegupes ielejas morfoloģija un veidošanās leduslaikmeta beigu posmā. *Acta Universitatis Latviensis Zemes un vides zinātņu sērija.* 789. sēj. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 127-142.
- Krievāns, M. 2011. Rauņa ielejas attīstība leduslaikmeta beigu posmā un holocēnā. *Acta Universitatis Latviensis Zemes un vides zinātņu sērija.* 767. sēj. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 35-47.
- Bērtiņa, L., Krievāns, M., Burlakovs, J., Lapinskis, J. 2014. Coastal development of Daugavgrīva Island located near the Gulf of Riga. Rīga. *Latvijas Zinātņu akadēmijas Vēstis.* Rīga (Iesniegts publicēšanai).

Publikācijas konferenču ziņojumu izdevumos:

- Krievāns, M. 2014. The internal structure of the third terrace of the River Gauja and implications of its interpretation on paleohydrological reconstructions. *14th GeoConference on Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining, Conference proceedings Volume I. 17-26, June, 2014.* Albena, Bulgaria, pp. 325-332.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2012. Sedimentology and facies architecture of late glacial alluvial sediments of the River Miegupe, North Vidzeme, Latvia. *In: Zhironov, 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. Saint – Petersburg, SPbSU, 9-17 September 2012.* SPbSU, Petersburg, pp. 435 – 437.
- Rečs, A., Krievāns, M. 2012. New data on shorelines of the Baltic Ice Lake along Western coast of the Gulf of Rīga, Latvia. *In: Zhironov, 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. Saint – Petersburg, SPbSU, 9-17 September 2012. SPbSU, Petersburg, pp. 458 – 460.

Starptautisko konferenču tēzes:

- Krievāns, M., Rečs, A. 2013. On the internal structure and evolution of the third terrace of the River Gauja downstream of Valmiera. *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25-30, 2013. Vilnius - Trakai, Lithuania, pp. 54 - 56.*
- Rečs, A., Krievāns, M. 2013. Establishment of GIS - based database of the Baltic Ice Lake shorelines for the Latvian coast of the Gulf of Riga. *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25-30, 2013. Vilnius - Trakai, Lithuania, pp. 82 - 83.*
- Bērziņš, E., Krievāns, M. 2013. Terraces of the River Ciecere Valley from lower reaches to middle reaches. *4th International Student Geological Conference April 19 – 21, 2013. Masaryk University Faculty of Science, Department of Geological Sciences, Brno, p. 16*
- Krievāns, M. 2011. Palaeontomological Research in a Vicinity of the Abavas Rumba Waterfall, Western Latvia. *2nd Students' International Geological Conference. April 28 – May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia. Abstracts. LU Akadēmiskais Apgāds, Rīga, p. 35*

Konferenču tēzes Latvijā:

- Krievāns, M., Zelčs, V. 2015. Vidzemes augstienes Mežoles pauguraines paleo ezeri. Latvijas Universitātes 73. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, 228.–229.
- Bērziņš, E., Rečs, A., Krievāns, M. 2014. Ventas ledājkūšanas ūdeņu paleobaseina krasta līnijas posmā Lutriņi - Vārme. Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 235.–237.
- Karušs, J., Krievāns, M., Rečs, A. 2014. Radiolokācijas pētījumi glaciokarsta kriteriņos "Vietalvas katli". Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 247.–249.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2014. Litofaciālie pētījumi Gaujas stāvkrasta "Stāvie krasti" atsegumā. Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 250.–251.
- Krievāns, M., Zelčs, V., Rečs, A. 2014. Ledājkūšanas ūdeņu noteces veidošanās pa Kazu ieleju. Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 252.–254.
- Zelčs, V., Krievāns, M., Strautnieks, I. 2014. Veselavas gala morēna. Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 293.–295.
- Bērziņš, E., Krievāns, M. 2013. Cieceres ielejas virspalu terašu līmeņi posmā lejtece – Līči. Latvijas Universitātes 71. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 282.–283.
- Krievāns, M., Rečs, A., Nartišs, M. 2013. Gaujas trešās virspalu terases nogulumu sastāvs un sedimentācijas vides īpatnības sanatorijas „Līči” apkārtnē. Latvijas Universitātes 71. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 321 – 323.

- Rečs, A., Krievāns, M. 2013. Baltijas ledus ezera krasta līnijas Valguma ezera apkārtnē. Latvijas Universitātes 71. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 364 – 366.
- Rečs, A., Krievāns, M. 2012. Baltijas ledus ezera vēsturiskā krasta šķēršprofilu atrašanās vietas rekonstrukcijas. Latvijas Universitātes 70. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 112.- 113.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2012. Miegupes ielejas morfoloģija un tās attīstības paleoģeogrāfiskie aspekti. Latvijas Universitātes 70. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 184.- 185.
- Krievāns, M., Zelčs, V., Rečs, A. 2012. Kazu ielejas morfoloģija un ģenēzes problēmas. Latvijas Universitātes 70. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 186.- 187.
- Rečs, A., Krievāns, M. 2012. Baltijas ledus ezera krasta līnijas Lubes apkārtnē. 2012. Latvijas Universitātes 70. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 214.- 216.
- Krievāns, M. 2011. Paleontomoloģiskie pētījumi Abavas Rumbas apkārtnē. Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 312.-314.
- Krievāns, M. 2011. Rauņa ielejas attīstība laiktelpiskā skatījumā. Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 314.-315.
- Krievāns, M., Saks, T., Zelčs, V., Nartišs, M. 2010. Raunis ielejas morfoloģija un tās attīstības paleoģeogrāfiskie aspekti. Latvijas Universitātes 68. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 312.-313.
- Zelčs, V., Nartišs, M., Celiņš, I., Markots, A., Strautnieks, I., Krievāns, M., Saks, T., Kalvāns, A. 2009. Raunis paleoezera nogulumi, to izplatība un raksturs. Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 263 – 265.

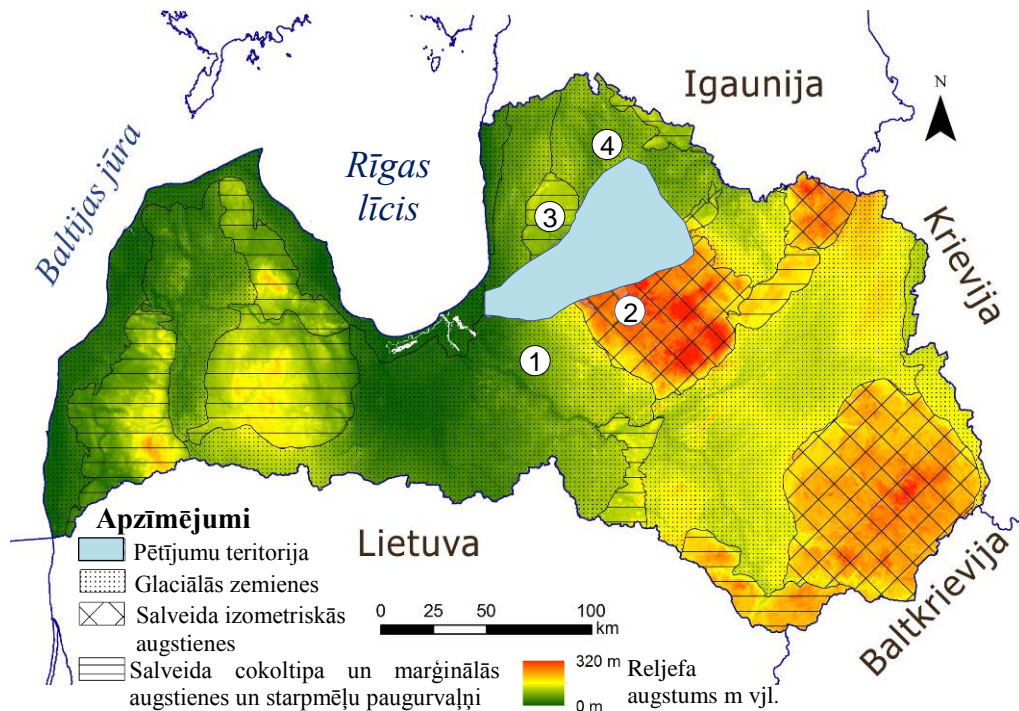
Referāti starptautiskās konferencēs un simpozijos

- Krievāns, M., Zelčs, V., Nartišs, M. STOP 1: Lower Gauja spillway valley at Sigulda. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*
- Krievāns, M., Kalniņa, L. STOP 3: Late-glacial and early postglacial environmental processes and the history of the River Triečupīte valley and surroundings, in the foreland of the Vidzeme Upland. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*
- Krievāns, M., Rečs, A. STOP 4: Internal structure and genesis of the sediments underlying Terrace III of the River Gauja at Dukuļi farmhouse and Valmiera town. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*
- Zelčs, V., Krievāns, M., Strautnieks, I. STOP 5: Veselava end moraine, north-western Vidzeme Upland. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*
- Zelčs, V., Krievāns, M., Nartišs, M. STOP 7: Madona-Trepe ice-marginal ridge at Smeceres sils, East-Latvian Lowland. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*

- Karušs, J., Krievāns, M., Rečs, A. STOP 8: Morphology and arrangement of glaciokarst kettles at Vietalva village. *INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.*
- Krievāns, M. The internal structure of the third terrace of the River Gauja and implications of its interpretation on paleohydrological reconstructions. *14th GeoConference on Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining, Albena, Bulgaria, June 17-26, 2014*
- Krievāns, M., Rečs, A. 2013. On the internal structure and evolution of the third terrace of the River Gauja downstream of Valmiera. *The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in south eastern Lithuania, June 25-30, 2013.*
- Rečs, A., Krievāns, M. 2013. Establishment of GIS - based database of the Baltic Ice Lake shorelines for the Latvian coast of the Gulf of Riga. *The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in south eastern Lithuania, June 25-30, 2013.*
- Bērziņš, E., Krievāns, M. 2013. Terraces of the River Ciecere Valley from lower reaches to middle reaches. *4th International Student Geological Conference. April 19 – 21, 2013. Brno, Czech Republic.*
- Krievāns, M., Rečs, A. Sedimentology and facies architecture of late glacial alluvial sediments of the River Miegupe, North Vidzeme, Latvia. *INQUA Peribaltic working group Workshop, Saint – Petersburg, SPbSU, 9-17 September 2012.*
- Rečs, A., Krievāns, M. 2012. New data on shorelines of the Baltic Ice Lake along Western coast of the Gulf of Rīga, Latvia. *INQUA Peribaltic working group Workshop, Saint – Petersburg, SPbSU, 9-17 September 2012.*
- Krievāns, M. 2011. Palaeontomological Research in a Vicinity of the Abavas Rumba Waterfall, Western Latvia. *2nd Students' International Geological Conference. April 28 – May 01, 2011. University of Latvia. Ratnieki, Latvia.*

1. Pētījumu teritorijas kvartārģeoloģiskās vides apstākļi

Pētījumu teritorija atrodas Vidzemes vidienē, iekšzemē austrumos no Rīgas līča (1.1. attēls). Tā izvietota dabas apstākļu, tajā skaitā kvartāra nogulumu izplatības un ģeomorfoloģiskā ziņā atšķirīgos fiziogēogrāfiskos apvidos vai to daļās - Vidzemes augstienes Mežoles paugurainē un tai pieguļošajā teritorijā, Idumejas augstienes Augstrozes (Dauguļu-Raiskuma pēc Āboltiņš, 1971) paugurvaļņa centrālajā un dienvidu daļā, Gaujas ielejai pieguļošajos Ziemeļvidzemes zemienes Burtnieka un Sedas līdzenumos un Trikātas pacēlumā, kā arī Viduslatvijas zemienes Ropažu līdzenuma ziemeļu stūrī.



1.1. attēls. Pētījumu teritorijas novietojums. Ar numuriem apzīmēti dabas rajoni, kurus šķērso pētījumu teritorija: 1 - Viduslatvijas zemiene; 2 - Vidzemes augstiene; 3 - Idumejas augstiene; 4 - Ziemeļvidzemes zemiene. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā augstuma modeļa dati (DEM).

Figure 1.1. Location of the study area. Numbers denote nature regions hit by study area: 1 - Central Latvian Lowland; 2 - Vidzeme Upland; 3 - Idumeja Upland; 4 - Northern Vidzeme Lowland. Digital elevation model (DEM) derived from SRTM.

Vidzemes augstiene pēc ģenēzes pieder pie starplobu salveida akumulatīvi glaciostrukturālajām augstienēm (Āboltiņš, 1972, 1989, 1992, 1995; Āboltiņš *et al.*, 1975; 1988), jeb starplobu izometriskajām augstienēm (Zelčs, 1993; Zelčs, Markots, 2004). Viduslatvijas un Ziemeļvidzemes zemienes ir ledāja glaciodepresiju (Āboltiņš, 1989; Straume, 1979) diverģentā tipa zemienes (Zelčs, 1993; Zelčs, Markots, 2004).

Ģeogrāfiskā ainava, virsmas topogrāfija un ģeoloģiskā uzbūve pētījumu teritorijā raksturojas ar lielu daudzveidību. Pētījumu teritorijas platība ir 2860 km², zemes virsmas augstums mainās no 5 m vjl. Gaujas lejtecē līdz 262 m vjl. Dzērbenes apkārtnē, vidējais reljefa augstums ir 111 m vjl. Pētījumu teritorija ietver nelielu Madlienas nolaidenuma un Ropažu līdzenuma ziemeļu daļu, kā arī ļoti nelielu Metsepoles līdzenuma dienvidu daļu, tādēļ sīkāk apskatīta Viduslatvijas zemienes austrumu daļa, bet pārējā zemienes teritorija ir raksturota vispārīgos vilcienos.

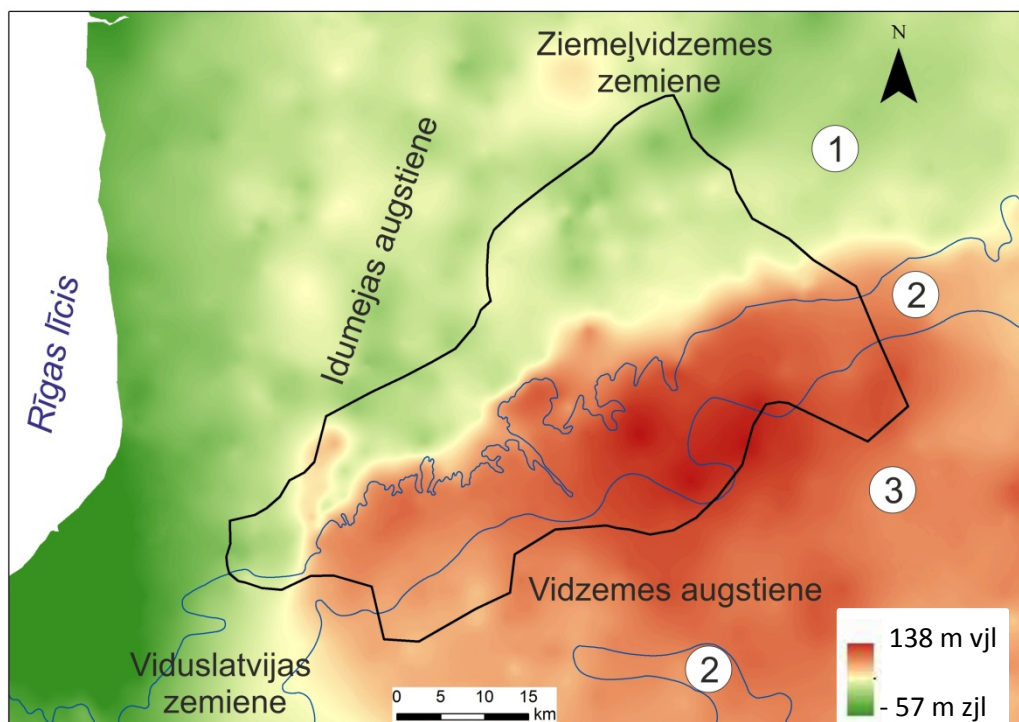
Viduslatvijas zemiene (1.1. attēls) atrodas Latvijas centrālajā daļā, un tā ir lielākais (13 241 km²) dabas rajons Latvijā (Zelčs, 1998b), kurā nodalās deviņi dabas apvidi (Zelčs, Šteins, 1989). Vidzemes augstiene (1.1. attēls) ir otra lielākā salveida izometriskā makroreljefa forma Latvijā, kuras platība ir 4772 km² (Āboltiņš, 1998c). Tā ietver sešus dabas apvidus – Augšgaujas pazeminājumu, Augšogres pazeminājumu, Aumeisteru paugurvalni, Mežoles pauguraini, Piebalgas pauguraini un Vestienas pauguraini (Zelčs, Šteins, 1989). Vidzemes augstienei ir izometriska kontūra un labi izteiktas nogāzes. Augstienes virsmas reljefs ir saposmots, un absolūtie augstumi mainās no 120 m tās malās līdz 311,6 m (Gaiziņkalns) augstienes iekšējā daļā. Virsmas absolūtais augstums gandrīz visur pārsniedz 180 m vjl. Atsevišķu reljefa formu relatīvie augstumi mainās no 5-10 līdz 20-60 m (Āboltiņš, 1992). Idumejas augstiene, savukārt ir otra mazākā (1494 km²) augstiene Latvijā (Zelčs, 1995a), kurai nodala trīs dabas apvidus - Limbažu viļņoto līdzenumu, Augstrozes paugurvalnis un Gaujas senleju (Zelčs, Šteins, 1989). Ziemeļvidzemes zemiene atrodas Vidzemes ziemeļu daļā, un tās platība ir 4952 km² (Zelčs, 1998a). Ģeomorfoloģiski Ziemeļvidzemes zemiene aptver diverģentā tipa Burtņieka un Sedas līdzenumu un Trikātas pacēlumu (Zelčs, Šteins, 1989).

Pētījumu teritorija atrodas pēdējā Fenoskandijas ledusvairoga periferiālās segas iekšējā zonā (Āboltiņš, 1975, 1989; Āboltiņš *et al.*, 1988; Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004; Zelčs *et al.*, 2011). Apskatāmās teritorijas ledāja veidotais reljefs sāka formēties pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā (Āboltiņš, 1989). Ledāja malas atkāpšanos, kuru dažreiz pārtrauca ledus lobu un mēļu aktivizācija, fiksē ledāja malas veidojumu joslas, no kurām vecākā, iespējams, ir Kaldabruņas josla, kuru Latvijā tradicionāli korelē ar Pomerānijas fāzi dienvidos no Baltijas jūras (Meirons *et al.*, 1976; Zelčs *et al.*, 2011). Hipsometriski zemāk novietotā orientētā paugurgrēdu josla uz Vidzemes augstienes Z nogāzes tiek saistīta ar Gulbenes fāzi, bet zemieņu rajonos - ar Linkuvas fāzi (Zelčs *et al.*, 2011). Tomēr hidrogrāfiskā tīkla (fluviālās sistēmas) attīstībā liela nozīme bija arī Valdemārpils deglaciācijas fāzei, kuras veidojumi atrodas ārpus pētījumu teritorijas, taču ledus malas novietojums šajā laikā sekmēja ledājūdeņu un ārpus ledāja noteces dambēšanos un Silciema un Zemgales sprostezeru veidošanos (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš *et al.*, 1972a,b, 1974b, 1977; Meirons *et al.*, 1976; Straume, 1979; Savvaitovs, Veinbergs, 1996; Zelčs, Markots, 2004; Zelčs *et al.*, 2011).

1.1. Subkvartārās virsas uzbūve un reljefs

Viduslatvijas zemienes liela daļa atrodas pamatiežu virsmas pazeminājumā. Pamatiežu virsma zemienes austrumu malā atrodas 85 m vjl. Tā pazeminās zemienes vidienē līdz 20 m vjl., bet Rīgas līča piekrastē ir zem mūsdienu Baltijas jūras līmeņa (1.2. attēls). Pamatiežu virsmā nodalās virkne lokālu paaugstinājumu un pazeminājumu, kuru radītais saposmojuma nepārsniedz 30 m. Pamatiežu virsmā labi izceļas denudācijas nogāzes un 20 - 35 m augstā Silciema krauja, kura iezīmē robežu starp augšdevona Gaujas un Amatas svītas terīgēnājiem un Pļaviņu svītas karbonātiskajiem iežiem (Zelčs, 1998b; Juškevičs *et al.*, 1999; Misāns *et al.*, 2001; Meirons *et al.*, 2002). Lielāko virsmas saposmojumu rada Vitrupes un Daugavas senās ielejas, kuru maksimālais iegrauzums sasniedz 141 m zjl. Zemienes ziemeļu daļā pamatiežu virsmu veido vidusdevona smilšakmens, aleirolīts un māls. Dienvidu daļā no Skultes - Igates līnijas zem kvartāra nogulumiem atsedzas augšdevona smilšakmens, aleirolīts, māli un konglomerāti ar fosforīta oļiem. Viduslatvijas zemienes lielākajā daļā pamatiežu virsmu veido Salaspils svītas dolomīts, dolomītmerģelis un ģipšakmens, Daugavas, Katlešu un Ogres svītas dolomīts, dolomītmerģelis un māls (*ibid.*).

Virzienā no Viduslatvijas zemienes uz Vidzemes augstieni subkvartārā virsma strauji paaugstinās, jo Vidzemes augstienes zemkvartārās virsmas pamatā ir asimetrisks, plašs pamatiežu lielpacēlums, kura relatīvais augstums sasniedz 30 - 70 m. Hipsometriski augstiene atrodas no 80-90 m līdz 110-120 m augstienes dienvidu un centrālajā daļā (1.2. attēls), un līdz 144 m ziemeļos (Lazdāne, 1959; Āboltiņš *et al.*, 1975). Lielpacēluma, kas pēc ģenēzes ir denudācijas plato, nogāzes ir lēzenas, izņēmums ir ziemeļrietumu un ziemeļu nogāze, kuras sakrīt ar stāvo Rīgas - Pleskavas kāpli, kuras relatīvais augstums ir no 30 līdz 70 m. Pēdējo reizi pacēluma virsmu, pētījumu teritorijas un tai pieguļošajos apvidos, ledāja erozijai bija pakļauta Lētīzas apledošanas laikā (Ginters, 1984). Vidzemes augstienes zemkvartāro virsmu veido augšdevona Amatas, Pļaviņu, Salaspils, Daugavas, Katlešu un Ogres svītu karbonātiskie un terīgēnie nogulumieži, kuri zemkvartārā virsmā virzienā no ziemeļiem uz dienvidiem secīgi nomaina vienu otru (Āboltiņš, 1992).



1.2. attēls. Subkvartārās virsmas hipsometrija (Popovs *et al.* 2012; ar autora papildinājumiem). Apzīmējumi: melnā līnija - pētījumu teritorija; zilās līnijas - litoloģiskās robežas starp Devona terīgēnajiem un karbonātiskajiem iežiem; Devona nogulumi: 1 - Arukilas, Burtnieku, Gaujas un Amatas svītu smilšakmens, aleirolīts un māls; 2 - Pļaviņu, Salaspils un Daugavas svītu dolomīts, dolomītmerģelis, ģipsis; 3 - Katlešu un Ogres svītu smilšakmens, dolomītmerģelis, aleirolīts un māls.

Figure 1.2. Sub-Quaternary surface hypsometry (Popovs *et al.* 2012; with the author's additions). Legend: black contour line - study area; blue lines - lithological border between Devonian terrigenous and carbonate rock; Devonian sedimentary rock: 1 - Arukila F., Burtnieki F., Gauja F. and Amata F. sandstone, siltstone and clay; 2 - Pļaviņas F., Salaspils F. and Daugava F. dolomite, dolomitic marl, gypsum; 3 - Katleši F. and Ogre F. dolomite, siltstone, clay.

Līdzīgi kā Vidzemes augstienei arī Idumejas augstienes pamatā ir DDA - ZZR virzienā stieps pamatiežu pacēlums, kura virsmu saposmo senie Vitrupes - Nabes (146 m zjl. pie Sāruma ezera), Gaujas ieģrauzumi un Turaidas, Inciema un Krimuldas palikšņi. Palikšņu augstums augstākajās vietās sasniedz 90-95 m vjl. (Brangulis, 2000) Pamatiežu virsmas augstums Idumejas augstienes cokolā ir no 40 līdz 50 m vjl. ar atsevišķiem lokāliem pacēlumiem (līdz 60-63 m vjl.) un pazeminājumiem, vai ielejveida ieģrauzumiem (58 m zjl. dienvidos no Stalbes). Devona iežu virsma ir lēzeni viļņota ar 10-15 m augstiem ledāja kustības virzienā orientētiem nelīdzenumiem, kas atspoguļo ledāja erozijas vai

deformācijas radītos veidojumus. Seno iegrauzumu dibens Gaujas senielejā pazeminās līdz 47 m zjl. un 146 m zjl. Vitrupes senielejā. Augstienes pamatiežu pacēluma ziemeļu daļu veido vidusdevona Burtnieku svītas aleirolīts un smilšakmens, vidusdaļā un uz dienvidiem no Daibes - Igates līnijas augšdevona Gaujas svītas smilšakmens, aleirolīts, fosforīta oļi un konglomerāts. Inciema paliksnī un Gaujas senielejas kreisajā krastā ir Amatas svītas smilšakmens, aleirolīts un konglomerāts (Zelčs, 1995a).

Ziemeļvidzemes zemiene atrodas uz pamatiežu virsmas Ziemeļvidzemes zemuma, ko no Vidzemes pamatiežu pacēluma dienvidos norobežo Siguldas – Gaujienas denudācijas kāple, gar kuru sastopami denudācijas palikšņi. Pamatiežu virsu saposmo Rūjienas (Ķoņu - Ipiķu), Rencēnu, Kocēnu, Trikātas, Liepas (ar Liepas denudācijas paliksni), Ģūgeru un Cēsu lokālie paaugstinājumi, kā arī Burtnieku un Gaujavas pazeminājumi, Vitrupes, Puikules, Vaidavas, Gaujas un Valkas senielejas un daudzās senās lejas. Ziemeļvidzemes zemuma lēzeni viļņotā virsa paaugstinās no 30-40 m vjl. ziemeļrietumos, līdz 60-70 m vjl. dienvidos, Rencēnu paaugstinājumā tā sasniedz 76 m vjl., bet Liepas paliksni paaugstinās pat līdz 113 m vjl. (Straume, 1979; Zelčs, 1998a). Seno ielejveida iegrauzumu zemākās absolūtās atzīmes konstatētas Puikules senielejā, kur tās sasniedz 86 m zjl. Kvartāra virsmas pacēlumi un ledāja reljefa glaciotektonisko reljefa formu izplatības areāli ir saistīti ar pamatiežu paaugstinājumiem. Ziemeļvidzemes zemumā pamatiežu virsu pārsvarā veido vidusdevona un augšdevona terīgēnie nogulumu. Tālāk uz dienvidiem lokveidīgā izliektu joslu veidā tos secīgi nomaina augšdevona karbonātiskie un terīgēnie ieži (Zelčs, 1998a; Juškevičs *et al.*, 2002).

1.2. Kvartāra nogulumu, to izplatība un biežums

Kvartāra nogulumu segas vidējais biežums Viduslatvijas zemienē ir no 10 līdz 20 m. Virzienā uz Vidzemes augstieni un zemienes dienvidaustrumiem tas pakāpeniski palielinās līdz 60 - 65 m. Madlienas nolaidenuma galējā ziemeļu un dienvidu daļā un Ropažu līdzenuma lielākajā daļā kvartārsegas biežums ir mazāks par 10 m, dažviet pat par 3 m. Kvartāra nogulumu segu galvenokārt veido Vislas (atbilstoši vietējai stratigrāfiskajai shēmai - Latvijas) leduslaikmeta morēnas mālsmilts ar dažāda biežuma aleirītiskas vai grantainas smilts starpkārtām. Senāki leduslaikmetu veidojumi konstatēti 152 m dziļajā ielejveida iegrauzumā pie Suntažiem. To aizpilda Zāles (vietējais nosaukums - Kurzemes) leduslaikmeta dažādgraudaina smilts ar grantainas un oļainas smilts starpkārtām, ko dziļāk nomaina aleirītiska smilts ar aleirītu un māla starpkārtām (Juškevičs, 2000a). Viduslatvijas zemieni agrākos darbos iedalīja divās daļās - ārējā (Straume, 1979), kurā galvenokārt ir attīstīts ledāja akumulācijas reljefs, un iekšējā jeb piejūras daļā, kura aptver Rīgas līča daļu, kurā ledāja veidotais reljefs pārveidots dažādu Baltijas jūras baseinu stadiju laikā. Robežu starp piejūras daļu un ārējo daļu iezīmēja Baltijas ledus ezera krasta līnija.

Vidzemes augstienes subkvartāro pacēlumu pārklāj bieža kvartārsega. Tās biežums mainās no 100 līdz 160 m vietām sasniedz pat 200 m, pārsvarā to veido glaciģēnie nogulumu (Juškevičs, 2000a). Nogulumu stratigrāfisko iedalījumu pamato Kleķeru urbumu ģeoloģiskais griezum (Savvaitovs, Stelle, 1971), kuros konstatēti Pulvernieku (turpmāk darbā Holšteinas) starpleduslaikmeta nogulumu (Danilāns, 1973; Ginters 1984). Tomēr V. Juškevičs (2000a) norāda, ka Kleķeru urbumā konstatētie interglaciālie nogulumu ir izplatīti ļoti ierobežoti un ir uzskatāmi par ledāja atrauteni, kas ir transportēts no līdz šim neidentificētas cilmes vietas. Tāpēc viņš (*ibid.*) Savvaitova un Stelle (Savvaitovs, Stelle, 1971) un citas uz Kleķeru urbumu balstītās stratigrāfiskās interpretācijas neuzskata par pietiekami korektām. Kvartārsegas apakšējo daļu veido apakšpleistocēna Lētīžas (turpmāk šajā darbā kā Elsteres) apledošanas smilšmāla un mālsmilts morēna, kura augstienes

pamatnē ir izplatīta gandrīz vienlaidus. Tās biezums ir līdz dažiem desmitiem metru, bet maksimālais biezums sasniedz 50 m. Uz apakšpleistocēna morēnas uzguļ viduspleistocēna Kurzemes (turpmāk šajā darbā kā Zāles) apledoja morēna, kuras biezums (izņemot senos iegrauzumus) reti pārsniedz 30 - 40 m. Pēc Stratigrāfiskās piederības glacioakvālos nogulumus, kas iegūļ starp Lētīžas, Kurzemes un Latvijas (turpmāk šajā darbā kā Vislas) morēnām, Z. Meirons un J. Straume (Meirons, Straume, 1979) rekomendē nodalīt kā nesadalītus Elsteres - Zāles un Zāles - Vislas starpmorēnu nogulumus. Jaunākie pētījumi liecina, ka smilšainie nogulumi, kas paguļ zem Vislas laika morēnas vai veido glaciotektonisko formu kodolus, ir uzkrājušies Vislas apledoja maksimālās transgresijas laikā nevis starp Zāles un Vislas leduslaikmetiem (Raukas *et al.*, 2010; Zelčs *et al.*, 2011). Galvenais mūsdienu reljefu veidojošais nogulumu komplekss ir augšpleistocēna Vislas apledoja nogulumi, kuru biezums sasniedz pat 90 m. Morēnas nogulumus dažviet pārklāj glacioakvālie nogulumi, kurus veido grants - oļu, smilts - grants, smilts, aleirīta un māla slāņi. Holocēna veidojumi galvenokārt uzkrājušies reljefa pazeminājumos, veidojot purvu, ezeru, aluviālos, koluviālos un proluviālos nogulumus.

Idumejas augstienē pamatiežus pārklāj nevienmērīga kvartāra nogulumu sega. Augstienes austrumu daļā tās biezums ir no 30 līdz 40 m, paugurainajos masīvos ziemeļu daļā sasniedzot 60-70 m biezumu (Straume, 1979). Kvartāra nogulumu pārsvarā veido Latvijas leduslaikmeta morēna, kuru pazeminātajās daļās, īpaši Gaujas un Braslas ieleju tuvumā, pārklāj dažādgraudaina glaciofluviālā smilts. Devona iežu palikšņa teritorijā, kā arī Raunas un Gaujas ieleju tuvumā tas samazinās līdz 5-10 m. Augstienes austrumu daļā kvartāra segas biezums mainās no 35 līdz 50 m, augstākajos pauguros sasniedzot 60-70 m, lielāko biezumu sasniedzot 199 m Vitrupes - Nabes iegrauzumā. Devona iežu pazeminājumos vietām sastopami Zāles leduslaikmeta nogulumi. Tie sastāv no samērā viendabīgas un blīva morēnas smilšmāla un mālsmilts. Augstienes centrālajā un ziemeļu daļā zem augstākajiem pauguriem sastopama arī Zāles leduslaikmeta grants, dažādgraudaina smilts, smalkgraudaina smilts, smilšains aleirīts un mālais aleirīts. Pie Sāruma ezera ielejveida iegrauzumu aizpilda Elsteras leduslaikmeta aleirītiska smilts, kas dziļāk pāriet dažādgraudainā smiltī ar grantainas un oļainas smilts starpkārtām, līdz gultnē tās nomaina oļu un akmeņu slāņi. Idumejas augstienes ieplaku lielāko daļu aizņem plaši purvu masīvi ar kūdras biezumu līdz 6-7 m (Zelčs, 1995a; Juškevičs, 2000a).

Ziemeļvidzemes zemienē pamatiežus klāj vidēji no 10 līdz 20 m bieža kvartāra nogulumu sega. Gar Salacas ieleju, Rūjas - Sedas un Burtnieku pazeminājumu, starp Gauju un Vaidavu, virs denudācijas palikšņiem kvartāra nogulumu segas biezums ir mazāks par 10 m (tur pamatieži atsedzas mūsdienu zemes vai upju krastos un gultnē). Augstākajos drumlinos un apraktajās ielejveida formās tas sasniedz 30-40 m, Vaidavas senielejā - 88 m. Kvartāra segu galvenokārt veido pēdējā leduslaikmeta morēnas mālsmilts. Glaciofluviālie nogulumi izplatīti šaurā joslā gar Sedas upi, Oleriem un Dakstiem, kā arī Idumejas augstienes tuvumā. Sedas līdzenuma lielākajā daļā morēnu sedz glaciolimniskas smiltis. Devona iežu virsmas pazeminājumos un ielejveida iegrauzumos sastopams Zāles leduslaikmeta morēnas smilšmāls, mālsmilts, dažādgraudaina smilts ar grants vai oļu piemaisījumu, retāk sastopama aleirītiska smilts vai aleirīts (Zelčs, Dreimanis, 1997; Zelčs, 1998a; Juškevičs *et al.*, 2002).

1.3. Mūsdienu zemes virsmas saposmojums, hipometrija un ģenēze

Pētījuma teritorijā Viduslatvijas zemienes ārējā daļā daļēji ietverts Madlienas nolaidenums, kā arī Metsepoles un Ropažu līdzenums. Šajos apvidos raksturīgi glaciolimniskie un drumlinizēti morēnas līdzenumi. Gar vairāku dabas rajonu robežām trīs plašos areālos - starp Gaujas ieleju un Igaunijas robežu, un gar Vidzemes augstienes dienvidrietumu robežu morēnas līdzenumi atrodas hipsometriski augstākā līmenī nekā glaciolimniskie nogulumu (Straume, 1979). Uz ziemeļiem no Gaujas morēnas līdzenumi pieskaitāmi Idumejas augstienes Limbažu viļņotajam līdzenumam (Zelčs, Šteins, 1989). Morēnas viļņotie līdzenumi veido Metsepoles līdzenuma teritorijas lielāko daļu.

Viduslatvijas zemienes ziemeļu daļā izsekojami pieledāja baseinu veidojumi - abrāzijas kāpļu posmi un abrāzijas areāli ar laukakmeņu koncentrāciju. Glaciolimniskie akumulācijas areāli novērojami reti (Eberhards, 1973a; 1992; Straume, 1978). Metsepoles morēnas līdzenuma robežās pastāvēja īslaicīgi izolēti pieledāja baseini, kurus nav iespējams saistīt ar noteiktu baseinu sistēmu. Akumulatīvie glaciolimniskie līdzenumi Gaujas labajā krastā starp Inčukalnu un Vidzemes augstieni atbilst Zemgales pieledāja baseinam (Straume, 1979).

Viduslatvijas zemienes un Idumejas augstienes robežā izsekojami marginālie veidojumi, kuri izvietoti Bīriņu - Pociema un Katriņas submeridionālajā joslā. Lielākā no tām ir Bīriņu - Pociema josla, kura stiepjas no Raganas līdz Pociemam, kur tā piesaistīta Idumejas augstienes ziemeļu daļai. Josla ietver Bīriņu nošķēluma valni, Limbažu apkārtnē esošo marginālo nogāzi un Pociema gala morēnas grēdu. Vājāk izteikta ir Katriņas josla ar marginālajām nogāzēm, krumliniem un gala morēnas valni aptuveni 10 km garumā. Šī marginālo veidojumu josla marķē Zemgales ledus loba īslaicīgu ledus malas novietojumu pēdējā apledošanas deglaciācijas laikā (Straume, 1979). Bez marginālajām reljefa formām uz morēnas līdzenumiem paceļas atsevišķi zemi morēnas pauguri, uz dienvidrietumiem no Limbažiem krumlinu lauki (Zelčs, 1993). Starp Raganu un Bīriņiem izplatīti zemi osi, kas nereti veido 5 - 8 km garas osu joslas, kuras orientētas submeridionāli vai no ziemeļrietumiem uz dienvidaustrumiem, tās ir orientētas pretēji marginālajiem veidojumiem. Pie Sējas atrodas salīdzinoši liels un līkumots nošķēluma valnis. Reljefa pazeminājumus zemienes ziemeļaustrumu daļas morēnas līdzenumos mūsdienās aizņem purvi (Straume, 1979). Šajā Vidzemes zemienes daļā ir izvietotas sarežģītas ielejveida pazeminājumu un aprakto ieleju sistēmas. Mūsdienās tās izmanto Svētupe un Vitrupe, kā arī tās aizņem virkne ezeru (Eberhards, 1972b, 1975).

Morfoloģiski savādāki morēnas līdzenumi izvietoti starp Daugavas un Gaujas ielejām. To absolūtie augstumi mainās no 100 līdz 120 m Vidzemes nogāžu tuvumā un no 70 līdz 80 m uz dienvidrietumiem pie Daugavas ielejas. Līdzenumu virsma ir lēzeni viļņota, kuru sarežģī krumlini, kuri orientēti no ziemeļrietumiem uz dienvidrietumiem. Krumlinu garums sasniedz 3 - 4 km, relatīvais augstums nepārsniedz 5 m, bet platum ir no 50 līdz 300 m. Uz rietumiem krumlinu lauks strauji beidzas pie galamorēnas vaļņiem. Krumlini izsekojami starp Lielvārdi un Jūdažiem. Uz ziemeļiem no Jūdažiem līdz Gaujas ielejai šīs reljefa formas ir vāji izteiktas. Galamorēnas grēdas labi izteiktas Suntažu un Mālpils apkārtnē, kur to garums sasniedz 6 km, relatīvais augstums ir no 5 līdz 20 m, bet platum sasniedz 400 m. Lielākie veidojumi ir piesaistīti austrumu daļas joslai (Āboltiņš, 1970, 1989).

Jūdažu tuvumā virs līdzenuma paceļas malas veidojumu paugurgrēdu reljefs, formu morfoloģija neatšķiras no līdzīgām reljefa formām, kādas ir sastopamas Vidzemes augstienes perifēriālās zonas austrumu daļā. Uz rietumiem un ziemeļiem no Nītaures gar Vidzemes augstienes nogāzēm morēnas līdzenumus nomaina glaciofluviālie līdzenumi, kurus veido pa augstienes noteces ielejām iznestais smilts - grants materiāls.

Ropažu līdzenumā vietām dominē gandrīz plakani ledāja sprostezeru līdzenumu nogabali, kas nolaideni pazeminās Rīgas līča virzienā. Plašu teritoriju uz dienvidiem no Madlienas aizņem Lobes pieledāja - virslede baseins, kura krasta līnijas ir vāji izteiktas. Baseina līmenis mainās no 101-102 līdz 91-92 m vjl. Par tiem liecina Ogres IV un II virspalu terašu deltas Daudzevas baseinā. Glaciolimniskā līdzenuma virsma Lobes baseinam ir lēzena un sarežģīta, ar zemiem morēnas vaļņiem (Eberhards, 1972a).

Salīdzinoši nelielu teritoriju aizņem lēzeni viļņotais Siguldas lokālā sprostezera līdzenums. Baseina līmenis tiek atzīmēts ar 100 m vjl., lai gan tā krasta līnijas reljefā nav labi izteiktas. Pēc O. Āboltiņa (1971) un Straumes (1978, 1979) domām, Siguldas sprostezers pastāvēja vienlaikus ar Smiltenes sprostezeru un noplūda pa Gauju uz Silciema baseinu (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978, 1979). Tomēr Siguldas sprostezera hipsometriskais novietojums un daudz plašāka glaciolimnisko nogulumu izplatība un sastopamība hipsometriski augstākos līmeņos Ratnieku, Līgatnes un Ieriķu apkaimē liek domāt, ka tas, iespējams, ir tikai viena no Līgatnes sprostezera, kas eksistēja teritorijā starp Burtnieka un Zemgales lobiem Linkuvas deglaciācijas fāzes laikā, noslēdzošajām fāzēm.

Plašu Viduslatvijas zemienes daļu aizņem Zemgales, Silciema un Daudzevas pieledāja baseinu glaciolimniskie līdzenumi. Hipsometriski visaugstāk novietoti un relatīvi senākie ir Daudzevas un Silciema baseini. Daudzevas baseina līdzenums atrodas starp Augšzemes augstieni un Daugavas - Gaujas lejteču morēnas līdzenumiem uz austrumiem. Tā rietumu robežu iezīmē maksimālā Zemgales pieledāja baseina krasta līnija. Daudzevas baseina krasta līnijas atrodas no 85 līdz 50 m vjl. un reljefā ir slikti izteiktas; Daugavas labajā krastā tās nav noteiktas (Straume, 1978). Daudzevas baseinam atbilst virkne regresīvo līmeņu, kuru skaits un absolūtie augstumi galvenokārt noteikti pēc Daugavas ielejas terasēm un ar tām saistītajām deltām (Eberhards, 1972a). Maksimālais baseina līmenis D1 atrodas 84 - 83 m vjl. un noteikts pēc Lauces upes ielejas VII virspalu terases deltas un Ogres VI virspalu terases. Krasta līnija D2 (80 - 78 m vjl.) pieskaitāma Daugavas XI virspalu terasei un Lauces VI terasei ar deltu. Līmenis D3 (74 - 73 m vjl.) saistās ar Daudzevas ielejas deltu. D4 atrodas 70 m vjl. un ir saistāma ar Daugavas Xa virspalu terasi, D5 atrodas 65 - 64 m vjl. un korelējas ar Daudzevas ielejas apakšējo deltu. Līmenis D6 (62-61 m vjl.) korelējams ar Daugavas IX virspalu terasi un Ogres V terasi un tās deltu. Līmenis D7 (58 - 57 m vjl.) saistīts ar Daugavas VIII virspalu terasi (Eberhards, 1972a; Āboltiņš *et al.*, 1974a,b).

Silciema pieledāja baseina līdzenums izvietots Gaujas kreisajā krastā Silciema tuvumā starp morēnas līdzenumiem un maksimālo Zemgales baseina krasta līniju. Starp Lorupi un Allažiem novērojamas saposmotas abrazīvās kāples, kuru piekājes atrodas 92; 83 - 82; 75; 70; 63 - 62 un 57 - 56 m vjl. Tās saistītas ar noteiktiem līmeņiem tikai Gaujas ielejas tuvumā. Uz dienvidiem no Allažiem šīs krasta līnijas pazūd. Ar krasta līnijām 83-82; 75; 70 un 63-62 m vjl. ir saistīti atsevišķi fragmentēti Gaujas terašu posmi un ar tām saistītie augsto deltu līmeņi. Ar Silciema krasta līnijām 57 - 56 m vjl. tiek korelēta Gaujas VII virspalu terase un vidējais augstās deltas līmenis, kas veidojies, noplūstot ledājkūšanas ūdeņu straumēm no mazajiem pieledāja baseiniem un aprimušajiem ledus laukiem uz Silciema baseinu (Āboltiņš, 1971).

Ievērojamu Viduslatvijas zemienes teritoriju aizņem Zemgales pieledāja baseins, kurš atrodas no 52 līdz 20 - 10 m vjl. Daugavas ielejas posmā Jumprava - Ķegums, pie Lielvārdes glaciolimniskajos nogulumos konstatētas pazīmes, kuras, pēc Eberharda (1972a) domām, liecina par Zemgales pieledāja baseina transgresīvo raksturu. Baseinam izdalīti astoņi līmeņi (Z1-Z8), kuri atrodas 52-50; 46; 43; 40 - 39; 35 - 34; 31 - 30; 24 un 15,5 m vjl. Līmeņi korelējas ar Daugavas ielejas VII-I Viduslatvijas spektra virspalu terasēm (ibid.). Augšējam līmenim Z1 ir pieskaitāma arī Iecavas ledājkūšanas noteces ieleja un Ogres VI virspalu terase ar deltām. Zemgales baseina krasta veidojumi

novērojami kā abrazīvas kāples vai krasta vaļņi galvenokārt Daugavas ielejas tuvumā. Izņēmums ir Zemgales baseina zemākais līmenis Z8, kurš labi izsekojams starp Ķekavu un Iecavu (Āboltiņš *et al.*, 1974b; Straume, 1978). Gaujas ielejas tuvumā Āboltiņš (1965a, 1971) izdala četrus Zemgales baseina līmeņus. Pats senākais krasta līmenis, pēc viņa domām, izsekojams 52 - 50 m vjl. un tas korelējas ar Gaujas ielejas Siguldas spektra VI virspalu terasi ar zemo deltu, kas veidojās, Strenču ledājkūšanas baseiniem noplūstot uz zemāk esošo Zemgales baseinu. Ar zemāko Zemgales piededāja baseina līmeni saistāma Gaujas Siguldas spektra IV virspalu terase (Āboltiņš, 1971; Āboltiņš *et al.*, 2011).

Tieši sasaistīt Zemgales baseina līmeņus Vidzemes zemienes trijās dažādās vietās (austrumos, dienvidos un rietumos) nav iespējams. Straume (1979) uzskata, ka Zemgales piededāja baseina jebkura krasta līnija, ņemot vērā teritorijas glacioizostatisko pacelšanos, kura rēķināta pēc Baltijas ledusezera BII stadijas krasta līniju izvietojuma un izsekojama Daugavas ielejas tuvumā, būs aptuveni par 6 m zemāka nekā krasta līnija, kas atrodas pie Gaujas lejteces un Austrumkursas augstienes austrumu nogāzes. Turklāt līmenis Z, ar kuru korelējas Daugavas virspalu terase, atbildīs tā paša vecuma krasta līnijām Tukuma tuvumā un hipsometriski zemāk (57 - 56 m vjl.) novietotajām līnijām Gaujas lejtecē.

Viduslatvijas zemienes viegli viļņoto glaciolimnisko līdzenumu virsmu sarežģīt dažādas pozitīvās reljefa formas, starp kurām sevišķi izceļamai osi - Mazie Kangari, Lielie Kangari un Ogres Kangari (Straume, 1979; Zelčs, 1986a,b). Distālie osu gali ir piesaistīti marginālo veidojumu joslām (Straume, 1979).

Ropažu līdzenumā glaciolimniskie nogulumu ir pārpūsti un veido iekšzemes eolos smiltājus un lielus kāpu masīvus (Meirons *et al.*, 2002; Juškevičs, 2000b; Znudova, 2011a,b). Viduslatvijas zemienes hipsometriski zemāko ziemeļu daļu Piejūras zemienes dienvidos veido Baltijas ledusezera un Litorīnas jūras līdzenumi. Baltijas ledus ezera akumulatīvais līdzenums raksturojas ar plakanu virsmu, kas slīpi vērsta Rīgas līča virzienā (Veinbergs, 1968; Danilāns, 1973).

Atšķirībā no lokālajiem piededāja ezeriem Baltijas ledusezeram raksturīgi intensīvāki krasta procesi. Tādēļ tā krasta līnijas reljefā ir salīdzinoši labi izteiktas un izsekojamas. Baltijas ledus ezera krasta līnijas detāli pētījis Grīnbergs (1957) un Veinbergs (1968, 1996; Veinbergs *et al.*, 1974). Visām viena vecuma Baltijas ledusezera krasta līnijām raksturīgs sašķiebums, kas radies teritorijas glacioizostatiskās pacelšanās rezultātā. Krasta līnijas senākā BI stadija atšķiras ar stipri robotu kontūru. Pētījuma teritorijā tā nav sastopama un Viduslatvijas zemienē izsekojama tikai uz ziemeļiem no Ķirbižiem. Hipsometriski BI stadijas krasta līnija atrodas no 40 līdz 32 m vjl. Tālāk aprakstītie krasta līniju augstumi un raksturs Rīgas līča austrumu daļā starp Skulti un Igaunijas robežu sniegti pēc Juškeviča instrumentāli iegūtajiem rezultātiem (Straume, 1979), un tie nedaudz atšķiras no Grīnberga (1957) un Veinberga (1968; 1996) publicētajiem materiāliem. Krasta līniju veidojumi pārsvarā veido noskalojuma kāples. Akumulatīvās reljefa formas, pārsvarā kā akumulatīvās terases, sastopamas tikai starp Ķirbižiem un Svētupes ieleju.

Krasta līnija BII izsekojama gar visu Rīgas līča piekrasti. Pie apdzīvotās vietas Zālīte Iecavas novadā tā izsekojama 10 - 9 m vjl. Starp Skulti un Ķirbižiem, kā arī pie Salaspils vislabāk izteiktas BII krasta līnijas abrazīvās kāples (Veinbergs, 1996). Pie otrās stadijas BII ir piesaistīta Gaujas III un Daugavas V virspalu terasei (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1972a). Baltijas ledus ezera BIIIa stadijas krasta līnija Viduslatvijas zemieni tuvākajā teritorijā sastopama Piejūras zemienē ārpus pētījuma teritorijas pie Dantes (31 - 22 m vjl.). Šī krasta līnija, pārsvarā ir izsekojama kā BII stadijas bāros iegrauzta erozijas kāple. Zemienes ziemeļu daļā uz dienvidiem no Piejūras zemienes BIIIb stadijas krasta līnija ir vāji izteikta (Veinbergs, 1996). Ar krasta līniju BIIIb saistās Gaujas II virspalu terase un Lielupes IV virspalu terase (Āboltiņš, 1971; Straume, 1979). Jaunākā krasta līnija BIIIc ir izteikta vāji, tā galvenokārt veido senāko Baltijas ledus ezera stadiju krasta

veidojumus, iegrauzumu kāples. Starp Lielupi un Gauju šīs krasta līnijas augstums ir no 6-5 m vjl. BIIIc stadijai atbilst Daugavas III virspalu terase un Salacas II virspalu terase (Eberhards, 1972a, 1973a, 1992).

Litorīnas jūras krasta veidojumi zemienes teritorijā sastopami uz dienvidiem no Babītes ezera, gandrīz līdz Jelgavai gar Lielupes abiem krastiem. Litorīnas krasta veidojumus sīkāk ir aprakstījis Ulsts (1957) un Grīnbergs (1957). Litorīnas jūras krasta līnijai piesaistīta Gaujas un Lielupes I virspalu terase (Āboltiņš, 1971; Straume, 1979) un Daugavas un Salacas I, II virspalu terase (Eberhards, 1972a, 1992).

Viduslatvijas zemienes reljefs veidojies galvenokārt pēdējā apledojuuma Gulbenes un Linkuvas fāzu ledāja aktivizācijas un apīmšanas gaitā. Gar zemienes austrumu malu zemledāja gultnes reljefa ietekmē notika ledus masu sāniskās spiedes sprieguma uzkrāšanās, Viduslatvijas un Limbažu krumlinu lauku un glaciotektonisko injektīva tipa struktūru veidošanās. Pārējā zemienes daļā ledus masas bija izplūdušas, un tas noteica Vadakstes, Iecavas un Zemgales drumlinu lauku, Rogenas morēnu un Linkuvas valnim līdzīgu reljefa formu ģenēzi Zemgales ledus loba aktivizācijas fāzēs (Lamsters, Zelčs, 2014, *in press*; Lamsters *et al.*, 2014). Ledus loba recesijas gaitā sākās pakāpeniska drumlinu reljefa transformācija un radās Zemgales tipa rievotajām morēnām raksturīgais virsmas saposmojums (Baldones - Vecumnieku paugurlīdzenuma, Daugmales rievoto morēnu lauks). Vēlāk pasīvā un apriņķā ledus tuneļos nošķēlumu plaisās veidojās osi (Ogres Kangari, Lielie un Mazie Kangari), pieledāja lokālie Daudzevas, Lobes, Silciema un Zemgales sprostezeri un leduslaikmeta beigu posmā - Baltijas ledus ezers. Metsepoles līdzenumā lokālo sprostezeru ūdeņu darbības ietekmē plaši morēnas viļņotā līdzenuma nogabali ir erodēti (Zelčs, 1998b; Zelčs, Markots, 2004).

Viduslatvijas zemienes Madlienas nolaidenums ziemeļrietumu daļā robežojas ar Vidzemes augstieni, kurai skaidri var izdalīt divas zonas - centrālo un perifēriālo. Hipsometriski augstāk atrodas centrālā zona, un to pārsvarā veido glaciostrukturāli un glaciostrukturāli - akumulatīvās reljefa formas (Āboltiņš, 1992). Lielākās no tām ir pirmmasīvpauguri, kuri aizņem salīdzinoši nelielu teritorijas daļu, toties tie veido hipsometriski pašu augstāko līmeni Vidzemes augstienē. Platopauguri veido augstienes otru augstāko hipsometrisko līmeni un grupējas astoņos galvenajos areālos (Markots, 2011). Šiem pauguriem raksturīgas taisnas vai izliektas, stāvas (15 – 40°) un sengravu vai mūsdienu gravu saposmotas nogāzes, nereti tās ir terasētas (Āboltiņš, Markots, 1998; Markots, 2011; Markots, Zelčs, 2011), kā arī tām ir vāji viļņota vai plakana virsa

Vidzemes augstienei raksturīgs izteikts dažādas ģenēzes morēnpauguru reljefs, kuru veido izmēru un morfoloģijas ziņā atšķirīgi pauguri (Āboltiņš *et al.*, 1975). Morēnpauguri un paugurmasīvi (saliktie pauguri) raksturojas ar izometrisku kontūru, dažreiz tie veido pauguru ķēdi, kur vienu no otra pauguru atdala pazeminājumi. Lielāko daļu morēnpauguru un paugurmasīvu veido pamatmorēnas zvīņveidīgi uzbīdījumi, uz kuru kontaktu zonām ir injektīvas krokojumu struktūras, vietām arī izspieduma struktūras. Nereti glaciodynamiskā uzbīdījuma struktūras ir sastopamas ar krokām, glaciodydislokācijām un atrauteņiem. Tikai nelieli, atsevišķi morēnpauguri pilnīgi sastāv no pārveidotas pamatmorēnas. Morēnpauguri sastopami kopā ar dauguļiem un veido trešo hipsometriski augstāko augstienes centrālās zonas līmeni (Āboltiņš, 1989, 1992).

Kēmu reljefs augstienes centrālajā daļā sastopams retāk nekā morēnpauguri. Kēmi pārsvarā piesaistīti pie plašākiem reljefa pazeminājumiem, kuru augštecē tek upes, piemēram, Ogre, Amata, Tīrza, Gauja un Arona. Kēmu absolūtais augstums ir no 160 līdz 190 - 200 m vjl. Kēmu reljefs dabā atspoguļojas kā ieapaļi un iegareni pauguri vai masīvi, kurus veido glaciofluviālie, retāk glaciolimniskie nogulumi. Relatīvais formu augstums parasti ir no 5 līdz 20 m. Nereti Amatas, Gaujas un Tīrzas upju augšteces ieplakās kēmi izvietojušies blakus kēmu terasēm vairākos līmeņos. Vidzemes augstienes pārējā centrālajā

zonā starp pauguriem izvietojušās ieplakas un iegultnes, kuras aizņem ezeri, purvi un atsevišķi glaciofluviālie, retāk sastopamie glaciolimniskie līdzenumi. Vairākos augstienes rajonos ir subglaciālās iegultnes vai to sistēmas.

Augstienes perifēriālā zona vienlaidus aptver augstienes centrālo zonu. Tās raksturīgākais elements ir malas veidojumu orientētais paugurgrēdu reljefs. Šāda tipa reljefu veido vaļņu komplekss, paugurgrēdas, paugurmasīvi, iegareni pauguri un to virknes. Pauguru relatīvais augstums ir no 5 līdz 30 m, garums no 50-500 līdz 1 - 3 km, un platums no 200 līdz 300 m. Viss perifēriālās zonas reljefs ir ar skaidri orientētām subparalēlām iegarenām reljefa formām, kurus vienu no otra atdala pazeminājumi. Pozitīvās reljefa formas visbiežāk ir lineāras, lokveidīgas vai krokotas. Tāpat perifēriālajā zonā ir sastopami stūra masīvi. Perifēriālās zonas paugurgrēdu reljefam raksturīgas glaciotektoniskās deformācijas ar glaciodylokācijām un glaciodynamiskajām struktūrām (Āboltiņš, 1989, 1992). Perifēriālās zonas ārmas norobežo labi izteiktas marginālās nogāzes un nogulumu, kuri tās veido, ir sarežģīti dylocēti.

Augstienes ziemeļu daļā uz tās perifēriālās zonas iekšējās daļas ir izsekojami marginālie veidojumi, kuriem ir vērojama frontālā un radiālā dažādība. No šādiem veidojumiem visizplatītākās ir marginālie un starpmēļu vaļņi, kuri veidojušies, uzvirzoties pēdējā apledojuma Linkuvas ledāja oscilācijas fāzē. Marginālās reljefa formas, kas veidojušās Linkuvas oscilācijā, ir labi izsekojamas no Cēsīm līdz Raunai. Kā frontālās, tā arī starpmēļu reljefa formas ir glaciodystrukturālas. Glaciodytektoniski deformēto marginālo veidojumu nogulumu biezumi atsedzas daudzos karjeros Raunas tuvumā. Perifēriālās zonās sastopami atsevišķi morēnu un ledājukušanas ūdeņu līdzenumi, deltas un glaciofluviālie konusi, kuri aizņem ļoti mazu augstienes daļu. Augstienes perifēriālajā zonā ir sastopamas arī citas mezoformas, kuras vairāk ir raksturīgas centrālajai zonai. Pie tādām mezoformām pieskaitāmi kēmi, morēnpauguri un kēmu terases.

Augstienes centrālo un perifēriālo zonu šķērso Gaujas ielejas augštece un tās pietekas - Amata, Rauna, Raunis, Tirza un Vaive, kā arī Daugavas pietekas - Arona, Veseta un Ogre. Augstienes centrālā zonā šo upju ielejas ir morfologyiski vāji izteiktas, un tikai perifēriālajā zonā tās iegrauzušās pat līdz 40 - 50 m dziļumam, kā arī ielejās parasti ir izsekojamas virspalu terases.

Vidzemes augstienes veidošanos noteica vairāki faktori. Noteicošie no tiem bija pēdējās apledojuma ledus segas paleoglyciologyiskā zonalitāte, diferenciācija un ledāja mijiedarbība ar gultni (Āboltiņš, 1972, 1975, 1989). Augstiene veidojās uz pamatiežu pacēluma ledāja segas perifērijā un konverģentā ledussateces joslā starp Fenoskandyjas ledusvairoga perifēriālās segas Rīgas un Peipusa lielplūsmām (Āboltiņš, 1975, 1989).

Vislas apledojuma perifēriālās segas lielplūsmas ass zonā, kur ledus kustība bija ātra un veidojās kā intensīva slāņaina diferenciāla plūsma (Āboltiņš, Zelčs, 1988; Āboltiņš, 1992; Āboltiņš *et al.*, 1988). Galvenokārt te notika gultnes erozija un morēnas materiāla tranzīts. Ledāja lielplūsmu konverģences zonu virzienā pret ledāja plūsmu pieauga gultnes slīpums un ledāja piesātinājums ar drupu materiālu, palielinājās spiedes gradients un spriegums ledājā. Ledājā uzkrātā sprieguma izlāde notika gan gultnes nogulumos, gan morēnu saturošajā ledussegā. Izmaiņas ledāja sprieguma laukā mainīja ledus plūsmas virzienus un izraisīja ledāja plūsmas ātruma palielināšanos, kā rezultātā izveidojās Burtņieka lobs (pēc Zelčs, Markots (2004) lietotās terminologyijas) jeb Vidzemes lokālā ledāja plūsma (pēc Āboltiņš *et al.*, 1972a,b; Āboltiņš *et al.*, 1975; Meirons *et al.*, 1976; Meirons, Straume, 1979).

Pie ledāja gultnes pacēlumiem, konverģences zonās un morēnu saturošajā ledussegā veidojās glaciodydylokāciju un glaciodydynamisko struktūru komplekss. Kontaktjoslā starp Burtņieka leduslobu Lubāna leduslobu (Austrumlatvijas ledus plūsma pēc Āboltiņš *et al.*, 1972a; Āboltiņš *et al.*, 1975; Meirons *et al.*, 1976) un Zemgales

leduslobu (Viduslatvijas ledusplūsma pēc *ibid.*) nogulumi tika deformēti, spiedes rezultātā izveidotās un daļēji izmainītās glaciostruktūras piedalījās pamatmorēnu veidošanā. Tādējādi sākotnējo zemledāja gultnes pacēlumu augstums, uzkrājoties pamatmorēnai, palielinājās, kā rezultātā saglabājās iepriekšējie apstākļi, lai morēnu saturošajā ledū veidotos deformācijas. Glacioidislocētu slāņu veidošanās un morēnu saturošā ledus pārvietošanās no gultnes uz augšu pa pacēluma nogāzēm noveda pie jau esošu morēnas slāņu pakāpeniskas noslāņošanās. Augšējie morēnu saturošie slāņi tika diezgan augsti izspiesti, iespējams, pat līdz pasīvi pārvietojušās perifēriālās ledus segas augšējās daļas robežai (Āboltiņš, 1992). Sākoties teritorijas deglaciācijai, dislocētie un augstāk paceltie slāņi kļuva par pamatu formveidojošām mezoformām, piemēram, pirmmasīviem, lieliem morēnu pauguriem un to masīviem, platopauguriem un paugurgrēdām augstienes centrālajā zonā. Līdz ar to beidzās Vidzemes augstienes attīstības zemledāja etaps, kas sākās Fenoskandijas apledojuma transgresīvajā fāzē un turpinājās līdz teritorijas vispārīgai deglaciācijai noslēdzoties ar biezu reljefa formveidojošo nogulumu segas izveidošanos (Āboltiņš, *et al.*, 1975; Āboltiņš, 1995b).

Vidzemes augstienes iekšledāja attīstības etaps ietver galveno deglaciācijas fāzes daļu. Saglabājoties ledāja pakāpeniskai kustībai, virzienam un diferencētam ātrumam, Burtnieka un Lubāna ledusloba kontaktlīnijā risinājās aktīva iekšledāja glaciostrukturāli noteikta reljefa veidošanās. Šajā laikā veidojās plaisas, ledāja augšpusē tika izspiests morēnas materiālu saturošs ledus. Iepriekš minētie procesi veicināja dienvidaustrumu pirmmasīvpauguru ķēdes veidošanos, kas turpmākajā teritorijas deglaciācijas procesā veicināja Burtnieka ledus loba distālās daļas aprimšanu un tam pieguļošo Lubāna un Zemgales ledusloba šauru ledāja joslu aprimšanu. Ledāja kušanas ūdeņi šajā laikā nevarēja brīvi noplūst no Vidzemes augstienes, kā rezultātā izveidojās iekšējā ūdenstilpju sistēma, kurā uzkrājās glaciolimniskie māli un aleirīti. Šie nogulumi pārklāja iepriekšizveidotos morēnas nogulumu veidotos paaugstinājumus, kā rezultātā veidojās platopauguri. Turpmākajā deglaciācijas procesā samazinājās ledus lobu un mēļu aktivitāte, kas sekmēja kēmu un morēnpauguru reljefa veidošanos. Uz ledāja izveidotajām mezoformu nogāzēm sāka veidoties kēmu terases. Vienlaikus pie Burtnieka ledus loba un aprimušā ledus kontakta joslas veidojās marginālās plaisas, kas sekmēja orientēto paugurgrēdu veidošanos Sausnējas - Odzianas un Cesvaines - Madonas apkārtnē (Āboltiņš *et al.*, 1975).

Turpinoties Burtnieka ledusloba aprimšanai, un samazinoties ledus segas biežumam, Vidzemes augstienes centrālajā daļā izveidojās plaši aprimušā ledus lauki (Āboltiņš *et al.*, 1975; Straume, 1979; Āboltiņš, 1992). Mainoties ledusloba dinamikai, izveidojās zemledāja virsmai piesaistītās Amatas un Augšgaujas ledusmēles, kuru frontālā robeža fiksējas kā Kleķeru un Kleķeru - Tauresnes - Abrupe apkārtnē esošās pauguru ķēdes. Kūstot aprimušajiem leduslaukiem, tajos radās caurkumi, ar kuriem saistīti Ērgļu un Lauteres platopauguru areāli (Āboltiņš *et al.*, 1975; Markots, Āboltiņš, 1999; Markots, 2011). Turpinoties ledāja deglaciācijai un samazinoties tā spiedienam, veidojās hipsometriski zemākās reljefa formas - morēnpauguri un kēmu pauguri. Šajā laikā starp Amatas ledus mēli un Zemgales ledus lobu radās sprieguma zona, kas sekmēja pārrāvuma plaisu sistēmas un orientētā paugureljefa veidošanos Ličupes - Nītaures areālā. Šajā laikā perifēriālajā zonā turpinājās glaciotehtonisko struktūru veidošanās un marginālā akumulācija aprimušā ledus kontaktzonā.

Pēc Amatas un Augšgaujas ledusmēļu aprimšanas, Vidzemes augstienes centrālo zonu ieskāva aktīvas ledusmēles. Centrālās zonas robežās tālākā reljefa attīstība risinājās, tikai kūstot aprimušā ledus laukiem, kas veicināja platopauguru veidošanos Skujenes un Drustu apkārtnē. Aktīvās marginālās akumulācijas rajons pārvietojās no augstienes austrumu un rietumu malas uz ziemeļrietumiem, kur veidojās sarežģīts marginālo veidojumu komplekss - apvienots grēdu, vaļņu un stūra masīvu reljefs (Āboltiņš *et al.*,

1975). Aktīvā ledus pārtapšana par aprimušo ledu bija viens no faktoriem, kas veicināja kēmu terašu veidošanos Vidzemes augstienē (Dauškans, 2011, 2013).

Ziemeļrietumos no Vidzemes augstienes atrodas Idumejas augstiene, kas rietumos robežojas ar Viduslatvijas zemienes Metsepoles līdzenumu. Idumejas augstienes Limbažu līdzenuma hipsometriski augstāko daļu aizņem Bīriņu - Pociema frontālo veidojumu joslas Pociema morēnas grēda, kuru veido asimetriski vaļņveida pauguri, kas augstākajās vietās sasniedz 119,8 m vjl. (Ķiguļu kalns). Morēnas grēdas atdalītas ar pazeminājumiem, kuri to ziemeļu galos saplūst ar Metsepoles līdzenumu. Dienvidu virzienā Pociema morēnas grēdas turpinājums ir Limbažu ledus kontaktnogāze, Bīriņu atšķelšanās valnis, Lielezera un Lādezera paugurmasīvi un sabīdījuma vaļņi uz rietumiem no Raganas, gar Jērkules ezeru. Frontālā josla galvenokārt veidojusies Zemgales ledus lobu aktivizācijas laikā - aktīvā un pasīvā ledus kontaktjoslā (Zelčs, 1995a, b).

Starp Nabes ielejveida pazeminājumu un Pociemu atrodas Limbažu krumlinu lauks. Krumlinu garenais vēdekļveidīgi sakļaujas ledāja kustības virzienā uz dienvidaustrumiem (Zelčs, 1993, 1995b). Uz dienvidiem no krumlinu lauka, Limbažu - Nabes senlejas distālajā daļā, ledāja kustības virzienā stiepjas asimetriskas paugurgrēdu virknes, kuras veido sakrokoti ledāja nogulumi. Paugurgrēdu relatīvais augstums sasniedz 35 m (87,2 m vjl.). Starp Aģes, Nabes un Juglas ielejveida pazeminājumiem atrodas lielākie purvi, kurus šķērso vai atdala ZA - DR virzienā vērsti 400 - 800 m gari vaļņi, kas veido orientētus lokus šķērsām kādreizējam ledāja kustības virzienam, piešķirot reljefam tīklveida posmojumu. Limbažu viļņotā līdzenuma dienvidu daļu nošķir Inciema ledus kontaktnogāze, kurai paralēli stiepjas sabīdījuma morēnas vaļņi un atsevišķi paugurmasīvi. Līdzenuma ziemeļrietumu daļai piekļaujas Krimuldas krumlinu lauks (Zelčs, 1995b).

Idumejas augstienes dienvidu daļu veido Gaujas senlejas dabas apvidus. Tas ietver Gaujas senielejas posmu starp Valmieru un Murjāņiem. Šajā posmā ir izsekojams vesels virspalu terašu komplekss, ko Āboltiņš (1971) apvienojis Siguldas terašu spektrā. Gaujas ielejas platums šajā posmā ir no 1 līdz 2,5 km un dziļums mainās no 25 m pie Valmieras līdz 35 - 40 m Cēsu apkārtnē, maksimālo dziļumu 85 m sasniedzot pie Siguldas. Ieleja no Lorupes kļūst daudz seklāka - līdz 50 - 30 m (Majore, 1952; Āboltiņš, 2011). Ieleja sakrīt ar vidusdevona un augšdevona iežos iegrauztu un daļēji aizpildītu senieleju, kuras gultne Cēsu tuvumā atrodas 12 m zjl. un pie Siguldas vairāk nekā 50 m zjl. (Pērkons, 1947). Mūsdienā Gaujas ieleja ir asimetriska, un tajā, pēc Āboltiņa (1971) veiktajiem pētījumiem, konstatētas septiņas virspalu terases, kuru veidošanās sākās, atkāpjoties ledāja malai no Linkuvas ledāja marginālas joslas aptuveni pirms 15,2 tūkstošiem gadu p.m. (Āboltiņš *et al.*, 2011).

Hipsometriski augstāko Idumejas augstienes daļu veido Augstrozes paugurvalnis. Tā ziemeļu daļā atrodas viļņots līdzenums, ko saposmo no 6 līdz 15 m augsti krumlini un Dauguļi. Pauguru virsotnes atrodas ap 85-90 m vjl. (Zelčs, 1995a, c). Pazeminājumu joslas starp pozitīvām reljefa formām aizņem plaši purvu līdzenumu un zemledus izspieduma izcelsmes ieplakas, kā arī iegarenas subglaciālās iegultnes. Uz dienvidiem no Madiešēnu purva pārējo teritoriju aizņem pauguraine, kuras augstākajā daļā paceļas izolēti izometriski vai nedaudz iegareni dauguļi, to virknes un masīvi. Dauguļu relatīvais augstums ir no 10-15 m līdz 20-25 m. Idumejas augstienes dienvidaustrumu daļā dauguļi kļūst zemāki līdz 5-7 m, un to virknes veido gandrīz meridionālā virzienā orientētas joslas (Zelčs, 1992a). Hipsometriski labāk izteiktās joslas ir gar Augstrozes paugurvaļņa rietumu un austrumu malu. Lielstraupes apkaimē reljefu veido zemledāja izspieduma un sablīvējuma paugurgrēdas ar uzguldītiem kēmiem. Idumejas augstiene veidojās pēdējā apledojuma deglaciācijas beigu posmā Ziemeļlatvijas ledus mēles un Viduslatvijas loba (Burtņieka un Zemgales ledus lobi pēc Zelčs, Markots (2004) lietotās terminoloģijas) saskares zonā (Straume, 1979; Āboltiņš, 1989). Augstrozes paugurvaļņa pārsvarā paugurotais frontālo

paugurgrēdu, krumlinu un dauguļu sīkpauguru reljefs radies zemledus apstākļos ledāja glaciotehtoniskās darbības ietekmē Zemgales ledus loba un Burtnieka ledus loba konverģences zonā (Zelčs, 1995a,c, 1992a).

Idumejas augstienes Augstrozes paugurvaļņa austrumu daļā robežojas ar Ziemeļvidzemes zemieni. Tās ziemeļrietumu daļu veido Burtnieka līdzenums, kam savulaik daļēji tika pieskaitīts Idumejas augstienes Augstrozes (Zelčs, 1992a, 1995c) jeb Raiskuma (Meirons *et al.*, 1976; Straume, 1979; Āboltiņš, 1989) paugurvalnis, t.i., zona, kur sadalās Burtnieka ledus lobs un Zemgales ledus lobs. Tā atšķiras ar plaši sastopamajām ledāja akumulatīvajām formām. Zemienes rietumu daļu aizņem Burtnieka drumlinu lauks (Danilāns, 1973; Zelčs, 1993; Zelčs, Dreimanis, 1997). Tā dienvidu robežu iezīmē Gaujas senieleja un Smiltene un Strenču baseinu līdzenumi, ziemeļu robeža atrodas nedaudz uz ziemeļiem no Latvijas - Igaunijas robežas pie Paliveres sprostezera (Zelčs, Dreimanis, 1997). Burtnieka drumlinu lauks aizņem teritoriju, kuras zemkvartāra virsmā izveidots pazeminājums vidusdevona smilšakmeņos. Drumlini ir izvietoti nevienmērīgi. To reljefs ir mazāk izteikts un vairāk pārveidots Smiltene un Burtnieka ledājkūšanas baseinu zemākajās vietās. Uz dienvidiem no Burtnieka ezera drumlini ir eliptiski un iegareni, to garums ir 2-3 km, relatīvais augstums 10-12 m, maksimālo augstumu sasniedzot 50 m, hipsometriski tie atrodas 61 - 75 m vjl (Zelčs, 1992b; Zelčs, Dreimanis, 1997).

Pie Vidzemes augstienes ziemeļu nogāzes atrodas Ziemeļvidzemes zemienes Trikātas drumlinu areāls (Zelčs, 1992c). Briedes upes baseinā sastopamas nelielas osu grēdas. Glaciofluviālie nogulumi izplatīti šaurā joslā gar Sedas upi starp Oleriem un Dakstiem, kur tie veido viļņotus līdz 15 m augstus paugurus, bet Augstrozes vaļņa tuvumā - izstieptu vaļņveida formu virknes. Gaujas ielejas tuvumā morēnas līdzenumus saposmo līdz 500 m platas un 5-7 m dziļas ledāja kūšanas ūdeņu noteces ielejas. Tās veido biezu tīklu, sevišķi uz rietumiem no Mārsnēniem, kas parasti ir saistītas ar nelielā dziļumā gulošās devona iežu virsmas pazeminājumiem un iegrauzumiem (Straume, 1979).

Pēc Burtnieka ledus loba atkāpšanās Burtnieka ezera pazeminājumā izveidojās izolēts ledājūdeņu, vēlāk paliku ezers, kura senās krasta līnijas erozijas kāpļu veidā izsekojamas uz pazeminājuma nogāzēm. Burtnieka paleoezera krasta līnijām raksturīgs sašķiebums, kas izveidojās teritorijas kompensētās glacioizostatiskās pacelšanās rezultātā (Āboltiņš *et al.*, 1974a, b; Straume, 1978, 1979; Eberhards, 2006).

Ziemeļvidzemes zemienes Sedas līdzenumā pārsvarā izplatīti glaciolimniskie līdzenumi, kuri aizņem plašas teritorijas gar Gaujas krastiem. Starp Velēnu un Strenčiem to virsmas absolūtais augstums mainās no 130 līdz 50 m vjl. Līdzenumu virsma ir lēzeni viļņota, un virsmas reljefa saposmojums nepārsniedz 2 - 5 m. Izņēmums ir atsevišķi paaugstinājumi, kuru relatīvais augstums ir no 10 līdz 29 m vjl. Ziemeļvidzemes zemienē kvartāra nogulumu sega sastāv galvenokārt no pēdējā apledojuuma morēnas mālsmilts.

Glaciolimniskos līdzenumus veido Smiltene un Strenču baseinu glacioakvālie nogulumi (Nartišs, 2014). Šo baseinu krasta veidojumi mūsdienu reljefā ir vāji izteikti vai vispār nav izsekojami, kā arī ir apgrūtināta robežu noteikšana starp glaciofluviālajiem un glaciolimniskajiem nogulumiem. Baseinu maksimālie līmeņi sasniedz 130 - 125, 122 - 120 un 118 - 115 m, un tie noteikti, noskaidrojot Gaujas ielejas Rankas virspalu terašu spektra III, II un I virspalu terases izplatības robežu, kas atrodas ārpus pētījuma vietas. Reljefā labāk izteiktas krasta līnijas, kuras izsekojamas 70 - 65 m vjl. Pārsvarā tās ir abrāzijas kāples un tās var novērot pie Zvārtavas, Aumeisteriem un Vidzemes augstienē (Straume, 1979). Ar šo krasta līniju saistās Mustjegi delta pie tās ietekas Gaujā un Gaujienas tuvumā esošā Gaujas Virešu spektra virspalu terase II, kā arī Palsa virspalu terase I (Āboltiņš, 1971). Vidzemes augstienes ziemeļu nogāzes tuvumā un Ziemeļvidzemes zemienes dienvidaustrumu daļā 60-58 m vjl. sastopamas erozijas kāples, kuras ir apgrūtināši saistīt ar noteiktām baseinu krasta līnijām. Strenču baseina robežās 52 - 50 m vjl. pie Ūķežiem,

Turnas un Saules sprostezeru krasta vaļņi un erozijas kāples ir salīdzinoši labāk izteiktas (Āboltiņš *et al.*, 1974a,b; Straume, 1978, 1979).

Glaciolimniskajos un glaciofluviālajos līdzenumos, sevišķi uz ziemeļaustrumiem no Strenčiem, plaši izplatītās iekšzemes kāpas. Sedas līdzenumā galvenokārt izplatītas parabolisko kāpu grupas, kuras pārsvarā ir zemākas par 5 m. Lielākais relatīvais kāpu augstums pārsniedz 20 m. Dominējošie paleovēja virzieni ir no rietumiem-dienvidrietumiem, rietumiem un ziemeļrietumiem (Nartišs *et al.*, 2009; Celiņš, Nartišs, 2011). Kāpu absolūtais augstums mainās no 42 m vjl. Burtnieku līdzenumā līdz 98 m vjl. Sedas līdzenuma austrumu daļā (Celiņš *et al.*, 2013). Marginālās reljefa formas Ziemeļvidzemes zemienē veido Linkuvas malas veidojumu joslu, kas stiepjas gar Veselavu, virzienā uz Raunu un Blomi (Āboltiņš *et al.*, 1974b).

2. Priekšstati par hidrogrāfiskā tīkla attīstību Vēlā Vislas apledošanas deglaciācijas laikā

Pēdējā Vislas apledošanas laikā, kad Fenoskandijas ledusvairogs sasniedza savu maksimālās izplatības robežu, dienvidaustrumu Baltija, tajā skaitā Latvija, atradās ledusvairoga nogāzē un perifēriālās segas klātajā teritorijā. Šis apstāklis noteica to, ka apgabals, ko klāja ledus vairoga nogāze, bija pakļaus pārsvarā zemledāja erozijas (abrāzijas - pēc O. Āboltiņa (Āboltiņš, 1975, 1989, 2010) lietotās terminoloģijas) iedarbībai, bet tālāk dienvidos esošajā teritorijā, kas atradās zem ledāja perifēriālās segas, dominēja zemledāja nogulumu akumulācijas un glaciotekoniskie procesi. Tos ledāja malas zonā nomainīja ledāja nogulumu marginālās litomorfoģenēzes un paraglaciālās vides apstākļi (Āboltiņš, Zelčs, 1988; Āboltiņš, 1989, 2010). Augstāk minētie atšķirīgie paleoģeogrāfiskās vides apstākļi, kuri noteica ledāja litomorfoģenēzes reģionālās atšķirības un laiktelpiskās izmaiņas pēdējā segledāja izzušanas gaitā, bija galvenie priekšnosacījumi, tam ka hidrogrāfiskā tīkla veidošanās dienvidaustrumu Baltijā notika teritorijās ar atšķirīgu ģeoloģisko uzbūvi un virsmas topogrāfiju. Līdz pagājušā gadsimta sešdesmitajiem gadiem Latvijā vispārīgi morfoloģiski pētījumi bija veikti tikai atsevišķām upju ielejām vai tikai to posmiem (Hausens, 1913a,b; Doss, 1915; Ašmanis, 1930; Sleinis, 1936a). Latvijas teritorijā pirmos detalizētos upju ieleju ģeomorfoloģiskos pētījumus ir veikusi M. Majore (Majore, 1952, 1960, 1962).

No pagājušā gadsimta septiņdesmitajiem gadiem detālus ģeomorfoloģiskos pētījumus par upju ielejām veica Latvijas Ģeoloģijas institūta, pēc tā reorganizācijas - Vissavienības jūras ģeoloģijas un ģeofizikas zinātniski pētnieciskā institūta (turpmāk VNIIMOR GEO) un P. Stučkas Latvijas Valsts Universitātes Ģeogrāfijas fakultātes darbinieki. Izmantotās metodes bija ģeometriskā nivelēšana, alūvija litoloģiskā un tekstūru analīze, kā arī ģeoloģiskā urbšana ar rokas urbi. Alūvija uzbūves un faciālās īpatnības, terašu izplatība un uzbūve tika noskaidrota Daugavai, Gaujai un šo abu upju pietekām (Āboltiņš, 1965a,b, 1969; Eberhards, 1965, 1966, 1969, 1972a, 1973b,c). Vienlaikus atsevišķās vietās tika pētīti ledusezeru nogulumu, un to saistība ar upju ieleju veidošanos. Šo pētījumu rezultāti tika atspoguļoti publikācijās (Āboltiņš, 1967; Āboltiņš *et al.*, 1974b; Eberhards, 1967, 1973a; Veinbergs, 1968, 1975, 1996), kā arī apkopoti monogrāfijās un populārzinātniskos darbos par Gaujas (Āboltiņš, 1971; Āboltiņš, Eņiņš, 1979) un Daugavas ielejām (Eberhards, 1972a).

Lietuvā alūvija veidošanos, terašu uzbūvi, upju ieleju morfoloģiju un attīstību leduslaikmeta beigu posmā un pēcleduslaikmetā pētījis Basalikas (1956, 1961, 1967, 1968), Dvareckas (1971, 1976, 1987, 1990, 2000), Dvareckas un Baconis (1987), Vozņacuks un Valčiks (Voznyachuk, Valchik, 1977, 1978), Gaigalas (Gaigalas *et al.*, 1987), Gaigalas un Dvareckas (Gaigalas, Dvareckas, 2002) un Bitinas (Bitinas *et al.*, 2002). Pētījumus par Igaunijas upju ieleju ģeomorfoloģiju un to saistību ar neotektoniskām kustībām veicis Mīdels (Miidel, 1966, 1967). Polijā upju tīkla veidošanās apgabalos, kurus skāris pēdējais apledojums, pētnieciskā uzmanība galvenokārt pievērsa lielo upju ielejām, t.s. pradoļinām, kuras veidojušās gar ledāja malu. Detāli pētītas ir Notecas-Vartas (Noteć-Warta), Redas-Lebas (Reda-Łeba), Lejas Vislas un Odras ielejas. Mazāko upju ieleju ģeoloģiskie un ģeomorfoloģiskie pētījumi sākās tikai pagājušā gadsimta astoņdesmitajos un deviņdesmitajos gados (Błaszkiwicz, 1998, 2005; Cedro, 2007). Daudzos kompleksos pētījumos ir apskatīta aprimušā ledus kušana un tās ietekmi uz upju ieleju morfoloģiju (Böse, 1995; Błaszkiwicz, 1998, 2005; Starkel, 2001; Vandenberghe, 2003). Priekšstatu pilnveidošanās par dienvidaustrumu Baltijas reģiona upju ieleju attīstību gandrīz 25 gadus ilgā posmā ir izsekojama no dažādā laikā izdotām publikācijām (Miidel, Raukas, 1965,

1991a,b; Eberhards, 1977, 1979a,b; Dvareckas, Eberhards, 1978; Miidel, Tavast, 1981; Eberhards, Miidel, 1984; Raukas, Eberhards, 1986).

Jaunākais un pilnīgākais šāda veida agrāko ilggadējo pētījumu apkopojums sniegts Eberharda (Eberhards, 2013) monogrāfijā. Savukārt lietuviešu pētnieki (Blažauskas *et al.*, 2007) galveno uzmanību pievēršusi fluviālās sedimentācija apstākļiem Dienvidaustrumu Lietuvas līdzenumā. Plašāku pētījumu apkopojumu un interpretāciju par Centrālās Eiropas dažādu reģionu paleohidroloģisko apstākļu attīstību, daļēji iesaistot arī dienvidaustrumu Baltijas pētniekus, veicis Starkels (Starkel, 1983, 2003). Tomēr maz pētīti ir fluviālie procesi Vēlā Vislas apledošanas attīstības transgresīvajā etapā, kad, uzvirzoties ledājam, tika pilnībā vai daļēji iznīcināts senais hidrogrāfiskais tīkls. Lielākā problemātika ar šī tīkla rekonstrukciju ir saistāma ar to, ka aluviālos nogulumus, kas uzkrājušies pirms apledošanas, ir pārveidojusi glaciālā un glaciofluviālā erozija (Krzyszowski, Kuszell, 2007).

Sniegtais ieskats agrāko pētījumu vēsturē parāda, ka dienvidaustrumu Baltijā upju ielejas būtiski atšķiras. Galvenās atšķirības, pirmkārt, ir saistītas ar to, ka šajā reģionā upju ieleju tīkls, tāpat kā Polijā, atbilst pēdējā apledošanas marginālās akumulācijas zonai, taču maz ir pētījumu datu vai atvasinātu rezultātu par ledāja hidroloģisko sistēmu, kuras virsledāja, iekšledāja, zemledāja ledājūdeņu un ledāja gultnes pazemes ūdeņu apakšsistēmu apvienošanās pieledāja noteces sistēmā notiek ledāja malas zonā (Benn, Evans, 2010). Tiek uzsvērts, ka ledāja marginālās zonas robežās galvenā ledājkušanas ūdeņu notece veidojās gar ledāja malu (Dvareckas, Eberhards, 1978; Eberhards, Miidel, 1984), tomēr nākas secināt, ka tā drīzāk ir reģionāla īpatnība, kas pārsvarā ir raksturīga dienvidaustrumu Baltijas reģiona dienvidu daļā, Ziemeļpolijā un Ziemeļvācijā (Ehlers, 1996). Pateicoties virsmas topogrāfijai, veidojas arī cita veida ledājūdeņu noteces sistēmas, piemēram, Ziemeļamerikā veidojās radiālā jeb periglaciālā (*ibid.*) vai arī pārrāvuma (turpmāk tekstā - pārgāznes) noteces ielejas, kas drenē gar ledāja malu izvietotās lokālo sprostezeru virknes (Eberhards, 2013).

Vēlā Vislas apledošanas degradācijas etapā, līdzīgi kā daudzos citos segledāja klātajos apgabalos, Latvijas teritorijā norisinājās divi nozīmīgi procesi, kuri ietekmēja ledāja atstātā virsmas saposmojuma raksturu un ledājūdeņu noteces apstākļu veidošanos, un norisinājās dažādās vidēs glečera ledus kušanas klātbūtnē. Kā norāda Āboltniņš un Zelčs (1988), un Āboltniņš (1989), pirmais no tiem ir nevienmērīga ledāja nogulumu akumulācija zemledāja, iekšledāja, virsledāja apstākļos un ledāja malas zonā. Otrs tikpat vērienīgs notikums bija pēdējā apledošanas uzkrāto nogulumu sākotnējā biežuma izmaiņas un zemledāja glaciotekonisko deformāciju un ledāja dinamiskā un statiskā spiediena dislokāciju veidošanās ledāja malas zonā. Nevienmērīgas ledāja akumulācijas rezultātā ledāja klātajā teritorijā radās ledāja gultnes lielsaposmojums, kas mūsdienu reljefā izpaužas kā augstieņu un zemieņu mija.

Pēdējā apledošanas deglaciācijas etapa sākumā Latvijā, tāpat kā Lietuvas ziemeļu un rietumu daļā, aiz segledāja maksimālās izplatības robežas periglaciālajā zonā veidojās sarežģīta priekšfrontālo lokālo pieledāja ezeru sistēma. Aprimušo ledāja starpmēļu salveida augstieņu apgabalos veidojās izolēti iekšledāja ledājūdeņu ezeri (Eberhards, Miidel, 1984; Eberhards, 2013). Turpinoties ledāja degradācijai, baseini izplatījās tālāk uz rietumiem un ziemeļrietumiem. Šī pārvietošanās telpiski bija daudz komplicētāka un notika no hipsometriski augstākām vietām uz hipsometriski zemāk novietotiem apvidiem, kuri atbrīvojās no ledāja tā izžušanas gaitā. Tātad, baseina ūdeņu noplūšanas virziens nebija tik stingri noteikts, un to ietekmēja ledāja perifēriālās segas dinamiskā struktūra, respektīvi, ledus lobu un mēļu telpiskais izvietojums un no ledāja ledus brīvās zemes virsmas lielsaposmojums un lokālā artikulācija. Ezeriem vairākkārtīgi noplūstot, mainījās to līmeņi, kas veidoja lokālo, bet vēlāk Baltijas ledus ezera laikā jau reģionālo upju erozijas bāzi. Šo

līmeņu svārstību amplitūda, pēc Eberharda un Mīdela (Eberhards, Miidel, 1984; Eberharda, 2013) datiem svārstījās no 3-5 m līdz 8-10 m dažu desmitu gadu laikā.

No ledāja brīvajā teritorijā notika intensīva upju iegraušānās un pagarināšanās. G. Eberhards (1973c) norāda, ka upju iegraušānos pastiprināja teritorijas pacelšanās glaciozostāzijas rezultātā. Nartišs (2014), balstoties uz jaunākajiem datiem par Rīgas līča Baltijas ledus ezera krasta līniju deformācijām (Rečs, Krievāns, 2013) norāda, ka šis efekts bija 3 mm/gadā pie Sējas un 6 mm/gadā pie Ainažiem. Ņemot vērā ledusezeru un paliku ezeru eksistences laiku (daži desmiti līdz 120-150 gadu), glaciozostāzijas efekts salīdzinājumā ar lokālās erozijas bāzes līmeņa svārstībām īslaicīgā skatījumā ir vērtējams kā nenozīmīgs, ko savulaik norādījis arī Eberhards (1973c). Atšķirībā no vairākuma Lietuvas upju, Latvijā upju ieleju veidošanās, lielākoties notika lēcienuveidīgi, savstarpēji savienojoties dažādas ģenēzes un vecuma upju posmiem (Āboltiņš, 1971; Eberhards, 1972a, 1973b, 2013). Uz posmveidīgu upju ieleju attīstību norāda vairāku dažāda vecuma virspalu terašu spektru esamība vienai upei (Eberhards, 1973b; Dvareckas, Eberhards, 1978). Latvijā upju ieleju virspalu terases tiek grupētas divos kompleksos - augšējā un apakšējā terašu spektrā (Āboltiņš *et al.*, 1974b; Eberhards, 1973b).

Lietuvas teritorijā upju ielejām sastādītās virspalu terašu cokola un alūvija spektrogrammas (Dvareckas, 1976; Voznyachuk, Valchik, 1977) ir ļāvušas precīzi noskaidrot terašu uzbūvi, noskaidrot to ģenēzes atšķirības un alūvija uzkrāšānos pēdējā leduslaikmeta beigu posmā un pēcledus laikmetā (Dvareckas, 1971, 1990, 2000). Kā atzīmē Dvareckas (1976), Lietuvas teritorijā upju ielejās terašu skaits ir no divām līdz septiņām. Sevišķi labi tās ir izteiktas Nera, Nemūnas un Sventājas upju ielejās (Voznyachuk, Valchik, 1977). Visas virspalu terases, kuras veidojušās gan pēdējā leduslaikmeta beigu posmā, gan pēcleduslaikmetā raksturojas ar vienu 3-5 m biezu divdaļīgu alūvija svītu (Dvareckas, 1976, 1978). Lietuvā pie glaciofluviālām terasēm pieskaita ledāja upju erozijas - akumulācijas tipa lēzeni nolaidenu līdzenumu virsmas, kuras norobežo nogāzes un sedz grantaini - oļaini nogulumi, kas uzkrājušies, koncentrētām ledāja kušanas ūdeņu plūsmām pārskalojot un pārgulsnējot morēnas materiālu. Tās sastopamas dienvidaustrumu Lietuvas un Polijas distālajās un laterālajās noteces ielejās (Basalika (1969) klasifikācijas), pa kurām ledāja kušanas ūdeņi noplūda tieši no ledāja malas (Eberhards, 2013). Polijas lielāko upju augstāko glaciofluviālo terašu iekšējā uzbūve norāda, ka tās ir pieskaitāmas pie kēmu terasēm, zemāko terašu iekšējā uzbūve norāda, ka tās pārsvarā veidojušās zarotās straumēs. Polijā visintensīvāk upju ieleju veidošanās norisinājās laikā no allerēda līdz agrajam holocēnam un pēdējo 10 000 gadu laikā ieleju pārveidošanās ir notikusi salīdzinoši nedaudz, galvenokārt tā saistāma ar upju meandrēšanu (Cedro, 2007).

Pēdējā apledojuma deglaciācijas gaitā pilnīgi atšķirīgi paleohidroloģiskie apstākļi izveidojās Austrumeiropas līdzenuma ziemeļrietumu apgabalos, tajā skaitā Latvijā un Igaunijā. Šajā apgabalā nebija iespējama ledājūdeņu brīva noplūšana no ledāja malas, kā tas notika pēdējā apledojuma maksimālās izplatības reģionā un tam pieguļošajā ārpusledāja zonā, jo no aktīvā ledāja brīvajās teritorijās virsas slīpums galvenokārt bija vērsts uz ledāja pusi, nevis projām no tā (Dvareckas, Eberhards, 1978; Eberhards, Miidel, 1984). Tāpēc ledāja malas priekšā parasti veidojās sarežģīta ledāja sprostezera, izolētu un paliku ezeru sistēma, kur hipsometriski augstāk esošo baseinu ūdeņi noplūda uz zemākajiem paleoezēriem. Rezultātā veidojās pārgāznes un pieledāja ezeros no ledāja brīvās teritorijas ietekošo upju ielejas (Eberhards, 2013).

2.1. Iepriekšējie ģeoloģiskie pētījumi Gaujas ielejas krastos

Pirmo reizi Gaujas ielejas ģeoloģisko uzbūvi aprakstīja Hausens (Hausen, 1913a,b). Jau tad viņš uzskatīja, ka Gaujas ieleja radusies ledājkūšanas ūdeņu darbības rezultātā. Pēc Hausena domām (ibid.), veidojoties ledāja malas priekšā lielai ūdens plūsmai, tā esot tecējusi Zemgales līdzenuma (pēc mūsdienu ģeomorfoloģiskā iedalījuma Viduslatvijas zemienes) virzienā. Tālākais ielejas attīstības etaps tiek saistīts ar pieledāja baseina, kas atradies Strenču – Valmieras apkaimē, noplūšanu. Pēc Hausena (1913a,b) domām, ledājkūšanas ūdeņu darbības pēdas ir Gaujas erozijas terases starp Cēsīm un Līgatni. Turpmākā ielejas attīstība tiek saistīta ar Baltijas jūras līmeņa svārstībām. Krauss (1930) uzskatīja, ka ielejas lielais dziļums ir skaidrojams ar teritorijas neotektonisko pacelšanos un ledājkūšanas ūdeņu darbību.

Fragmentāri apraksti saistībā ar ielejas morfoloģiju un atsevišķiem tās fragmentiem, kā arī kopumā par Gaujas ielejai pieguļošās teritorijas reljefu atrodami daudzos darbos, kas izdoti pagājušā gadsimta 20. un 30. gados (Lancmanis, 1924a,b, 1926; Ašmanis, 1930, 1931, 1935; Ramans, 1935; Zāns, 1934, 1935, 1936).

Par Gaujas ielejas morfoloģiju un attīstību vairākkārt rakstījis arī Sleinis (1933, 1935, 1936a,b, 1940). Pēc viņa domām Gaujas ielejas un atsevišķu upju posmu, piemēram, Amatas, Tirzas, Raunas, Lisas un Vaives, veidošanās notikusi, atkāpjoties ledāja malai. Sleinis uzskatīja, ka Gaujas ielejas posms starp Valmieru un Murjāņiem ir veidojies vairākos etapos. Pirmajā etapā radās izolēti ielejas posmi, kas veidojušies pie ledāja malas, noplūstot ledājkūšanas ūdeņiem. Lielie ielejas izliekumi, pēc viņa domām, ataino ledāja malas likumainību. Vēlākos etapos notikusi Strenču baseina noplūde Zemgales virzienā, kā rezultātā notikusi atsevišķo posmu savienošanās. Pie Valmieras Sleinis (1936a) izdalīja divas virspalu terases, kas ir izsekojamas līdz Cēsīm. To augstums virs upes līmeņa ir 10-13 m un to veidošanās tiek saistīta ar ledājkūšanas ūdeņu noplūdi.

Nozīmīgu ieguldījumu atsevišķu Gaujas ielejas posmu ģeoloģiskās uzbūves izpētē sniedzis Pērkons (1947). Viņš pirmais sastādīja ielejas ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskos šķērsgrizumus, kuri uzskatāmi atainoja dziļu aprakto ieleju (līdz 45 m zjl.), kas ir aizpildīta ar glaciolimniskajiem un glaciofluviālajiem nogulumiem. Ielejā netika atrasta morēna, tādēļ Pērkons uzskatīja, ka tas liecina par to, ka ieleja ir veidojusies vienā no pēdējā apledošanas beigu posmiem, kad noplūdis pieledāja baseins, kura erozijas bāze ir bijusi desmitiem metru zemāka nekā mūsdienu Baltijas jūras līmenis. Sekojošā baseina transgresija radīja labvēlīgus apstākļus, lai izveidotajā ielejā uzkrātos slokšņu māli.

Gaujas ielejas vidusteces un lejteces posmu uzbūvi un attīstību pētījusi Majore (1952). Gaujas ielejā posmā no Valmieras līdz ietekai Majore (ibid.) konstatēja trīs virspalu terases un paliēni. II un III virspalu terases tika saistītas ar Baltijas ledus ezera stadijām.

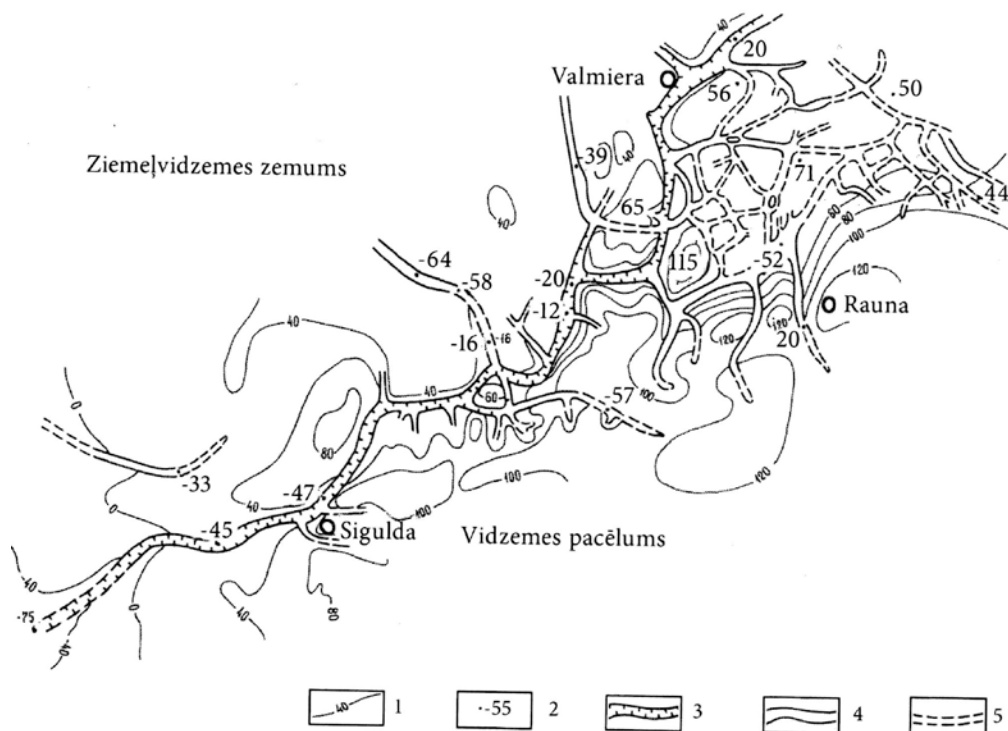
Virkne aprakstu par upes saistību ar dažādām Baltijas jūras stadijām atrodami Grīnberga (1957), Ulsta (1957) un Veinberga (1996) darbos, kas ir veltīti Latvijas piekrastes izpētei un ģeoloģiskās attīstības vēsturei. Grīnbergs (1957) savā monogrāfijā norāda, ka Baltijas ledusezera BglII un BglIII stadijas ir saistītas ar Gaujas virspalu terasēm, kuras mūsdienās atrodas attiecīgi 17 un 14 m virs mūsdienu jūras līmeņa. Ābolkalns, Majore, Stelle (1960) norāda, ka kopumā ir sastopamas četras virspalu terases, bet III virspalu terases veidošanās laika interpretācijā viņi pievienošanas Majores (1952) viedoklim.

Zemes garozas neotektonisko kustību iespējamo ietekmi ielejas veidošanās laikā ir mēģinājuši novērtēt Kovaļevskis (1961), Basalikas (1961) un Meščerjakovs (Meshcheryakov, 1961). Pēc Meščerjakova domām (ibid.) cokolveida paliēne atsevišķos Gaujas ielejas posmos (Sikšņu apkaimē), augsts paliēnes un gultnes alūvija fāciju kontakts

(pie Durbes) virs upes līmeņa liecina par gultnes iegraušanas, ko izraisījusi mūsdienu zemes virsmas pacelšanās ziemeļaustrumu Latvijā.

Tomēr visnozīmīgāko ieguldījumu Gaujas ielejas izpētē sniedzis Ojārs Āboltiņš, kurš pētījumus uzsāka 1962. gadā. To mērķis bija rekognoscēt un apsekot upes virspalu terases, kā arī tās saistīt ar pieledāja baseinu krasta līnijām, kas kalpojušas par erozijas bāzi laikā, kad veidojās attiecīgās terases (Āboltiņš, 1965a, b). Āboltiņa galvenais pētījumu mērķis attiecībā uz Gaujas ieleju bija noskaidrot šīs ielejas uzbūves īpatnības. Liela uzmanība tika veltīta virspalu terašu aluviālo nogulumu izpētei (Āboltiņš, 1969), bet sevišķi detāli tika pētīti palienes fācijas nogulumu, kas ataino nogulumu uzkrāšanās dinamiku atkarībā no straumes hidroloģiskā režīma, ģeoloģiskās uzbūves un tektoniskajiem apstākļiem. Viens no Āboltiņa pētījumu uzdevumiem bija noskaidrot ielejas un tai pieguļošās teritorijas savstarpēji nosacīto veidošanos teritorijas deglaciācijas laikā, kad praktiski vienlaikus notika glaciālā reljefa formu un ielejas veidošanās (Āboltiņš, 1967, 1971; Āboltiņš *et al.*, 1974a,b, 2011).

Dati par atsevišķu Gaujas ielejas posmu uzbūvi ir nozīmīgi papildināti M 1:200 000 un M 1:50 000 ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Straume *et al.*, 1981b; Juškevičs *et al.*, 2002). Pētījumus par Gaujas ielejas saistību ar teritorijas tektonisko struktūru un disjunktīvo struktūru pamatklintājā un pamatiežu kompleksā veicis Eberhards (2013). Āboltiņš (1971) norāda, ka vairāk nekā 100 km garumā Gaujas ieleja gandrīz pilnīgi sakrīt ar senu ielejveidīgu paleoiegauzumu pamatiežos - Pirmsgaujas iegraužumu (2.1. attēls).



2.1. attēls. Pamatiežu virsma un ielejveida paleoiegauzumi Gaujas ielejā un tai pieguļošajā teritorijā starp Murjāņiem un Valmieru (Eberhards, 2013). Apzīmējumi: 1 - pamatiežu virsmas izohipsas, m vjl.; 2 - absolūtā augstuma atzīmes, m vjl.; ielejveida paleoiegauzumi: 3 - Pirmsgaujas; 4 - konstatētie; 5 - iespējamie.

Figure 2.1. Bedrock surface and valley-like incisions of the River Gauja valley and adjacent area between Valmiera and Murjāņi village. Legend: 1 - isohypses of the bedrock surface, m a.s.l.; 2 - elevation above mean sea level; valley-like incisions: 3 - Pra-Gauja; 4 - proven; 5 - supposed.

Eberhards (2013) norāda, ka Pirmsgaujas iegrauzuma virziens gandrīz sakrīt ar reģionālo tektonisko lūzumu zonu, kas ir orientēta no Inčukalna uz Valmieru ziemeļaustrumu virzienā un stiepjas gar Rīgas - Pleskavas augšdevona karbonātiežu kompleksa kāples piekāji. Tomēr jāpiezīmē, ka Gaujas ieleja nesakrīt ne ar reģionālo ziemeļaustrumu, ne ar lokālo ziemeļrietumu virziena sistēmu. Ar ziemeļrietumu lūzumu līnijām (312 - 320°) apmēram sakrīt tikai atsevišķu Gaujas kreisā krasta pieteku (Amatas, Raunas) lejteču posmi (Eberhards, 1975, 2013).

Pēc Eberharda (2013) apkopotajiem datiem Gaujas ielejas senais ielejveidīgas paleoiegrauzums no Valmieras līdz pat Baltezera kanālam pilnīgi sakrīt ar tagadējo Gaujas ieleju. Tās pieteku - Amatas, Braslas, Rauņa, Sapas, Vaives, Vaidavas, Lenčupes un lejtecēm, atsevišķām ielejai piegulošajām subglaciālajām iegultnēm ar ezeriem (Vaidavas un Raiskuma ezeri) vai gravām arī atbilst atsevišķiem iegrauzumiem subkvartāra virsā. Lielākā daļā nelielo paleoiegrauzumu, kas koncentrēti joslā starp Gaujas ieleju un Rīgas-Pleskavas kāpli, tagadējā reljefā labi saimējami kā pārpurvoti, plakani pazeminājumi vai seklas subglaciālās iegultnes (Eberhards, 1972b, 1975). Pa šiem tagadējā reljefa pazeminājumiem tek Nigra, Miegupe, Lisa un vairākas citas mazās upes.

Pirmsgaujas iegrauzumu sistēmai ir dendrītisks zīmējums un labi izteikts sengulnes kritums no Valmieras līdz Baltezeram, kā arī plānā tas ir identisks ar tagadējo Gaujas un atsevišķu tās pieteku zīmējumiem, kuras ir iegrauztas pamatiežos. Pēc Eberharda (1972b, 1975, 2013) domām, pārsvarā lineāra rakstura iegrauzumu veidošanos tikai ar ledāja izvagojošās vai ledājūdeņu izskalošanas darbību, vai atsevišķos gadījumos arī ar diferencētām tektoniskām kustībām, nevar pilnībā izskaidrot to rašanos un attīstību, ja vien neņem vērā virkni pazīmju, kas runā par labu noteiktas daļas šo iegrauzumu fluviālajai izcelsmei. Neskatoties uz plaši izplatīto seno iegrauzumu lielo dažādību un mainīgumu dienvidaustrumu Baltijā, Eberhards (1982) iezīmē likumsakarību, ka dienvidu un dienvidaustrumu virzienā pieaug seno iegrauzumu platums un dziļums.

2.2. Ledājukušanas un ārpusledāja ūdeņu noteces klasifikācija

Glaciofluviālos veidojumus mūsdienās un arī seno kontinentālo apledojuumu laikā ir veidojušas ledājūdeņu zemledāja, ledus kontakta vai pieledāja straumes. Ledājūdeņu veidotās reljefa formas var identificēt mūsdienu reljefā visos apgabalos, ko skāris mūsdienu vai pleistocēna kontinentālais apledojums. Glaciofluviālajām sistēmām ir atšķirīgs izmērs un ledājūdeņu noteces režīms, kas stipri kontrastē ar ledāja neietekmētajām fluviālajām sistēmām (Hambrey, 1994). Kā norāda Benns un Evans (Benn, Evans, 2010) plūsmas stiprums un lielums glaciofluviālajās sistēmās var mainīties diennakts laikā, saistībā ar sniega un ledus kušanu, vai sezonāli, saistībā ar ledus kušanu vai ablāciju, vai arī epizodiski, saistībā ar ledāja uzvirzīšanos vai atkāpšanos, kā arī glaciālo un paliku ezeru noplūdi. Tādējādi ledāja režīms un stabilitāte ir būtiski kontrolējošie faktori visā ledājūdeņu sistēmā. Ficsimons (Fitzsimons, 2003) norāda, ka glaciofluviālajiem veidojumiem, kas veidojušies dažādās klimata zonās, bet līdzīgos apstākļos, morfoloģija un iekšējā uzbūve bieži vien ir līdzīga.

Pagājušā gadsimta sešdesmitajos un septiņdesmitajos gados Padomju Savienībā bija izstrādātas vairākas citas kvartāra nogulumu klasifikācijas (Šancers, 1966; Rukhina 1973). Pēc Šancera (1966) izstrādātās klasifikācijas visi nogulumi, kas saistīti ar ledāja attīstību, tika apvienoti ledāja jeb glaciālajā paraģenētiskajā rindā, kas sīkāk tika iedalīta glaciģenajā un glacioakvālajā grupā. Glaciofluviālie nogulumi tika iedalīti vēl sīkākā apakšvienībā - paraģenētiskajā apakšgrupā, kas vēl sīkāk iedalījās ģenētiskajos tipos un apakštipos. Rukhinas (Rukhina, 1973) klasifikācijā dažādas ģenēzes nogulumi tika iedalīti

formācijās, kas attēloja nogulumu uzkrāšanās secību. Ģenētiskajā klasifikācijā visi nogulumi, kas veidojās saistībā ar ledāju, tika iedalīti piecos tipos. Tie sīkāk tika iedalīti fācijās, kas veidojās ledājā, tā malas zonā un ārpus ledāja. Viena no Baltijas reģionā pazīstamākajām un plaši izmantotajām glaciofluviālo veidojumu, kas formējušies ledāja malā un tās tuvumā, klasifikācijām ir ledājūdeņu straumju nogulumu un to veidoto reljefa formu iedalījums pēc to veidošanās vietas attiecībā pret ledāja malu (2.1. tabula).

2.1. tabula. Glaciofluviālo veidojumu ģenētiskā klasifikācija (Kalm *et al.*, 1985; ar autora papildinājumiem).

Table 2.1. Genetic classification of glaciofluvial deposits (Kalm *et al.*, 1985; with the author's additions).

Novietojums pret ledāja malu	Aizfrontālie	Frontālie	Priekšfrontālie	Ārpus ledāja ietekmes
Novietojums ledājā				
Supraglaciālie				
Intraglaciālie		kēmu terases marginālie osi radiālo osu deltas		
Subglaciālie			sandri, glaciofluviālās terases un deltas	
Ledāja dinamiskais stāvoklis	Aktīvais ledus	Pasīvā un aprimušā ledus zona	Ārpusledāja teritorija	Subareālie Subakvālie

Saskaņā ar šo klasifikāciju glaciofluviālie nogulumi veido marginālo veidojumu joslu, kas aptver ledāja malu, tai pieguļošo ledāja mēles daļu un pieledāja teritoriju. Klasifikācija izstrādāta, pamatojoties uz pētījumiem Lietuvā gar Vislas apledošanas maksimālās izplatības robežu. Vispārīgu marginālo veidojumu klasifikāciju izstrādāja Gudelis (1963), bet vēlākajos gados pilnveidoja Basalikas (1969). Vēlāk šīs klasifikācijas modifikācijas veica Raukas (1972), Jurgaitis (1984) un Kalms ar līdzautoriem (Kalm *et al.*, 1985).

Noslēguma variantā tā ietvēra gan glaciģēnos, gan glacioakvālos ledāja malas veidojumus. Tomēr mūsdienās tā ir nedaudz novecojusi. Saskaņā ar Kalma un līdzautoru (Kalm *et al.*, 1985) klasifikāciju izšķir:

1. Aizfrontālos ledājūdeņu straumju veidojumus, kas radušies ledāja virspusē, iekšienē vai zem ledāja proksimālā virzienā no ledāja malas – osi, kēmi, tuneļielejas (subglaciālās gultnes) un apraktās ieļejas;
2. Frontālos ledājūdeņu straumju veidojumus, kas izveidojušies recesējoša, stagnanta vai aprimuša ledāja malā – uzbēruma (recesijas) morēnas, kēmu terases, osu un glaciofluviālās deltas un izneses konusi, kēmu terases un glaciokarsta ieplakas;
3. Priekšfrontālos ledājūdeņu straumju veidojumus, kas formējušies nelielā attālumā no ledāja malas ārpusledāja teritorijā – sandru līdzenumi, pārgāznes ledājkušanas ūdeņu noteces ieļejas un glaciokarsta ieplakas.

Kušanas ūdeņi ledājā var plūst virsledāja, iekšledāja un zemledāja straumēs, pirms tie sasniedz ledāja malu un proglaciālo zonu. Ledājūdeņu straumju virzieni ir atkarīgi no ledāja ķermenim pieguļošās teritorijas virsmas topogrāfijas un saposmējuma, ūdens avota, daudzuma un straumes ātruma, kā arī iepriekš eksistējušiem virsledāja kanāliem, plaisām,

iekšledāja tuneļiem un zemledāja dobumiem un kanāliem. Veidojoties proglaciālajai notecei, ledājūdeņu straumes tiecas plūst jau pa senākām izveidotiem ūdensteču kanāliem, veidojot zarotas ledājūdeņu straumes. Šīs straumes bieži izraisa galvenās ūdenstece gultnes izmaiņas. Tikai ļoti lielu glaciofluviālo plūdu, t.s. jekidhlauptu (*jökulhlaup*) laikā pirms apledošanas izveidotajai topogrāfijai un senajam upju tīklam, kas atrodas ledāja proglaciālajā zonā, nav būtiskas nozīmes ledājūdeņu plūsmas virziena ietekmēšanā (Russell *et al.*, 2001, 2006). Turklāt, kā to uzsver Benns un Evans (Benn, Evans, 2010), ir vispārzināms un pierādīts fakts, ka glaciofluviālās reljefa formas veidojas arī zemledāja un iekšledāja tuneļos un virsledāja plaisās, kā arī ledus kontakta zonā. Mūsdienīgā izpratnē glaciofluviālos veidojumus iedala pēc to veidošanās attiecībā pret ledāju (2.2. tabula) - zemledāja (*subglacial*), ledus kontakta (*ice marginal*) un pieledāja veidojumi (*proglacial*) (Flint, 1971; Hambrey, 1994; Huggett, 2011).

2.2. tabula. Glaciofluviālās reljefa formas (Hambrey, 1994; Huggett, 2011; ar autora papildinājumiem).

Table 2.2. Glaciofluvial landforms (Hambrey, 1994; Huggett, 2011; with the author's additions).

Veidojošie procesi	Reljefa formas
Zemledāja	
Zemledāja ledājūdeņu erozija	Tuneļieleja (<i>Tunnel valley</i>) Subglaciālā aiza (<i>Subglacial gorge</i>) Naja kanāls (<i>Nye (bedrock) channel</i>) Iegrauzumu kanāls (<i>Channel in loose sediment</i>) Ledājūdeņu rene (<i>Glacial meltwater chute</i>) Ledājūdeņu mulda (<i>Glacial meltwater pothole</i>) Sirpjveida muldas (<i>Sichelwannen</i> jeb <i>sickle-shape troughs</i>)
Nogulumu nogulsnešanās zemledāja kanālos	Oss (<i>Esker</i>) Naja kanālu aizpildījums (<i>Nye channel fill</i>) Ūdensrijēja kēms (<i>Moulin kame</i>)
Ledus kontakta	
Marginālās noteces erozija	Ledājūdeņu jeb kalna nogāzes kanāli (<i>Meltwater (or hillside) channel</i>) Pārplūdes kanāli (<i>Overflow channel</i>)
Nogulumu nogulsnešanās ledus kontakta zonā	Kēms (<i>Kame</i>) Kēmu lauks (<i>Kame field</i>) Kēmu plato (<i>Kame plateau</i>) Kēma terase (<i>Kame terrace</i>) Plaisu aizpildījums (<i>Crevasse fill</i>)
Pieledāja	
Ledājūdeņu erozija	Ledājkušanas ūdeņu noteces ielejas (<i>Spillway</i>)
Ledājūdeņu nogulumu nogulsnešanās	Sandrs (<i>Outwash plain</i>) Ielejas sandrs (<i>Valley train</i>) Ielejas sandra izneses konuss (<i>Braided outwash fan</i>) Glaciokarsta mulda (<i>Kettle, kettle hole</i>) Sandru līdzenums (<i>Pitted plain</i>)

Iepriekšminētajai klasifikācijai pastāv vairāki ierobežojumi. Piemēram, lai to izmantotu, teritorijā ir jāveic detāla ģeoloģiskā izpēte, kas atbilst lielmēroga (M 1:25 000 vai M 1:50 000) ģeoloģiskās kartēšanas detalizācijai. Turklāt, ir vispārzināms, ka morfoloģiski līdzīgas reljefa formas var veidoties dažādu procesu darbības rezultātā (Huggett, 2011). Tādēļ, lai tās savstarpēji nošķirtu, ir jābūt ļoti labi izpētītai ģeoloģiskajai uzbūvei šo formu izplatības apvidos, kam var būt izšķiroša loma morfoloģiski līdzīgu un telpiski līdzīgi organizētu reljefa formu identificēšanā (ibid.). Balstoties tikai uz morfoloģiskiem datiem, glaciofluviālās reljefa formas ir grūti atšķiramas no citām fluviālajām reljefa formām, kuras nav veidojušās saistībā ar ledāju. Tādēļ svarīgi ir šo reljefa formu iekšējās uzbūves pētījumi. Piemēram, glaciofluviālie nogulumi, kas veidojušies ledāja proksimālajā zonā netālu no tā malas (Mikalauska, 1981), parasti ir vāji šķiroti, rupjgraudaini un tiem raksturīgas straujas litofāciju izmaiņas. Nereti glaciofluviālās reljefa formas var būt ledāja vai ledājukušanas ūdeņu pārveidotas (Benn, Evans, 2010).

Kā norāda Johansons (Johansson, 1993), tad, lai veidotos, kā arī lai varētu droši identificēt, glaciofluviālās akumulācijas reljefa formas, vienlaicīgi ar ledājūdeņu pieplūdi nozīmīgs ir ledājūdeņu sanesu nepārtraukts pieplūdums. Apledējuma skartajos reģionos, it īpaši ledājam frontāli atkāpjoties, sanesu pieplūdums var būt ļoti liels. Šajā gadījumā dominē akumulācija, bet pretējā gadījumā, kā to pierāda Johansona (Johansson, 1993) pētījums, pārsvaru gūst glacioakvālā erozija. Islandē jekidhlauptu laikā sanešu pieplūde sākotnēji var būt ļoti apjomīga, tomēr, plūdiem turpinoties, ledājūdeņu plūsmas sanesu avots pakāpeniski tiek izsmelts. Straujas ledājūdeņu plūsmas var veidot augšējā ūdens plūsmas režīma gultnes formas (Russel *et al.*, 2006; Carrivick *et al.*, 2004).

2.3. Ledājūdeņu un ārpusledāja ūdenstilpņu klasifikācija un veidošanās

Ledājūdeņu baseini (turpmāk - glaciālie ezeri) var uzkrāties zemledāja, virsledāja, iekšledāja un proglaciālos apstākļos, kur to brīvo noteci ierobežo ledus, nogulumi vai reljefs. Glaciālo ezeru izmēri variē no nelielām iekšledāja lēcām līdz vairākus tūkstošus kvadrātkilometrus lielām ūdenstilpnēm (Mangerud *et al.*, 2004). Atkarībā no ledāja oscilācijām, daži glaciālie ezeri paplašinās vai samazinās laika periodā no gadu desmitiem līdz tūkstošiem, turpretim citi maina savu platību dažās dienās vai pāris gados. Reljefa pazeminājumos izveidojušies ezeri glaciālos apstākļos ir stabili un ilgi pastāvoši, turpretim tie, kam krastus veido ledus vai nogulumu aizdambējums ir īslaicīgi. Pleistocēna apledējuma laikā un mūsdienās glaciālie ezeri ir izplatīti visās ledāja skartajās teritorijās (Benn, Evans, 2010).

Danilāns (1972) Latvijā glaciālos ezerus iedala četrās grupās - iekšledāja ezeros (krievu val. - *внутриледниковые озера*), tos sīkāk iedalot beznoteces, vājas noteces un noteces iekšledāja ezeros, virsledāja ezeros (krievu val. - *надледниковые озера*), pieledāja ūdenstilpnēs (krievu val. - *приледниковые водоемы*) un paliku ūdenstilpnēs (krievu val. - *остаточные водоемы*). Pamatojoties uz V. Kurša bezakmens un slokšņu mālu pētījumiem, un senākām klasifikācijām (Danilāns, 1972, 1973; Āboltiņš *et al.*, 1974b), Straume (1978, 1979, 1984) glaciālos ezerus iedala četrās grupās: pieledāja sprostezeros (krievu valodā - *подпруженные бассейны*), pieledāja-virsledāja sprostezeros (krievu val. - *подпруженно- надледниковые бассейны*), izolētās (krievu val. - *изолированные*) un paliku ūdenstilpnēs (krievu val. - *остаточные бассейны*).

Pēc Straumes (1978, 1979) klasifikācijas pieledāja sprostezeri veidojās no ledus segas brīvajā teritorijā, kuras virsmas slīpums vērsts pret ledāja malu. Tā rezultātā, ledāja zemienēs aktīvu lobu vai mēļu priekšā uzkrājās plaši, lokāli ledāja kušanas ūdeņu ezeri. Reljefa krituma dēļ tajos uzkrājās ūdeņi, kas plūda tieši no ledāja, kā arī no pieledāja

teritorijas upēm un hipsometriski augstāk izvietotiem glaciālajiem ezeriem, kas drenējās uz hipsometriski zemāk izvietotiem sprostezeriem. Deglaciācijas gaitā samazinājās ledus apjomi, ko noteica progresējoša ledāja klātās un ablācijai pakļautās teritorijas kopējās platības samazināšanās. Tas noteica arī pieledāja sprostezeru līmeņa pazemināšanos. Īsajās vasarās, kad izkusa ledus sega, kas klāja pieledāja sprostezerus, sākās viļņošanās procesi un saglabājoties stabilam baseina līmenim veidojās šo ezeru krasti - erozijas kāples, akmeņu lauki, vai lēzenas un plašas krasta zemūdens akumulatīvās formas. Mūsdienās pieledāja sprostezeru līdzenumiem ir lēzena vai ļoti lēzeni viļņota virsma, ko nosaka apraktais glaciģēnais reljefs. Līdzenumus veido slokšņu un bezakmens māls, kas veidojies pieledāja sprostezera dziļākajās daļās, kā arī aleirīts un smalka smilts, kas uzkrājušies upju un ledājūdeņu noteces ieteku zonā, retāk citās sprostezeru daļās. Reljefa pazeminājumos nogulumu biezums var sasniegt līdz pat 20 m (Veinbergs, Stelle, 1967; Veinbergs, 1968; Straume, 1979.)

Pieledāja - virsledus sprostezeri veidojās ledāja malas priekšā, kad ledāja kušanas ūdeņu baseini klāja ne tikai no ledāja brīvo teritoriju, bet arī daļēji aprimušo ledāja lobu un mēļu distālo daļu. Tā kā glaciolimniskie nogulumi daļēji nogulsņējās uz ledāja, tā plaisās vai caurkusumos, tad mūsdienu reljefs pieledāja-virsledus sprostezeru līdzenumiem ir samērā nelīdzens, ko saposmo pauguri un glaciolimniskās grēdas. Nogulumu biezums ir ļoti mainīgs no pāris desmitiem centimetru līdz pat 15 metriem. Senās krasta līnijas pieledāja-virsledus sprostezeriem ir slikti saglabājušās, pārsvarā tās sastopamas vietās, kur krastus veidoja ledāja vai tā kušanas ūdeņu nogulumi.

Izolētie ledāja kušanas ūdeņu baseini nebija tieši saistīti ar aktīviem ledus lobiem vai mēlēm. Ledus laikmeta beigu posmā šie baseini pārsvarā veidojās augstienēs, retāk zemienēs, nošķirtos glaciģēnā reljefa pazeminājumos, kuros, kūstot aprimušā vai apraktā ledus blāķiem un masīviem, no apkārtējās teritorijas ieklūda ledāja kušanas ūdeņi. Izolētie baseini nebija lieli un ilgstoši nepastāvēja, to krasta līnijas ir vāji izteiktas, un glaciolimnisko nogulumu biezums ir neliels. Izolēto baseinu līdzenumiem ir lēzeni viļņota virsma, kuru saposmo kēmi un morēnpauguri. Līdzenumu zemākās daļās aizņēma ezeri vai purvi. Noplūstot plašajiem pieledāja vai pieledāja-virsledus sprostezeriem, leduslaikmeta beigu posmā un pēcloduslaikmetā to pazeminājumos saglabājās sekli, nelieli paliku baseini. Tie pastāvēja ilgu laikposmu (vairākus tūkstošus gadu), viļņošanās un limniskās akumulācijas rezultātā izveidojās līdzenumi ar labi izteiktām noskalojuma un akumulācijas krasta formām (Straume, 1978, 1979).

Lietuvā Dvareckas (1987) izmanto mūsdienīgāku ledus ezeru klasifikāciju, tos iedalot trīs grupās un arī norādot angļu terminoloģiju – iekšledāja (angļu val. - *intraglacial*, krievu val. - *внутриледниковые*), pieledāja (angļu val. - *proglacial*, krievu val. - *приледниковые*) un ledāja tuvuma (angļu val. - *periglacial*, krievu val. - *окололедниковые*).

Ešlijs (Ashley, 2002) glaciālos ezerus klasificē pēc to novietojuma attiecībā pret ledāju, barošanās ar kušanas ūdeņiem veida un nogulumu avota atšķirībām. Šie ezeri tiek iedalīti divās grupās - proksimālie, ledāja kontakta un distālie ezeri. Proksimālie un ledāja kontakta ezeri tiek sīkāk iedalīti zemledāja un iekšledāja ezeros, virsledāja, kā arī pieledāja ezeros (2.3. tabula). Ešlijs (ibid.) ledus kontakta ezerus definē, kā ledāja kušanas ūdeņu ūdenstilpnes, kam vismaz viena daļa ir tiešā kontaktā ar aktīvu vai pasīvu ledāju. Ledājs var tieši nosprostot kušanas ūdeņu noteci, tādējādi tā izkušana var izraisīt pilnīgu sprostezera noplūšanu, vai arī ezeri var būt vienkārši izvietoti gar ledāja malu.

2.3. tabula. Glaciālo ezeru klasifikācija (Ashley, 2002; ar autora izmaiņām).
 Table 2.3. Classification of glacier-fed lakes (Ashley, 2002; with the author's additions).

Proksimālie un ledus kontakta ezeri	
Zemledāja un iekšledāja	
Virsledāja	ezeri virs aktīva ledāja ezeri aprimuša ledāja caurkusumos ezeri virs aprimuša ledāja
Pieledāja	ledāja sprostezeri: upesezeri ilglaicīgi pastāvošie ezeri topogrāfiskie sprostezeri: upesezeri ilglaicīgi pastāvošie ezeri
Distālie ezeri	

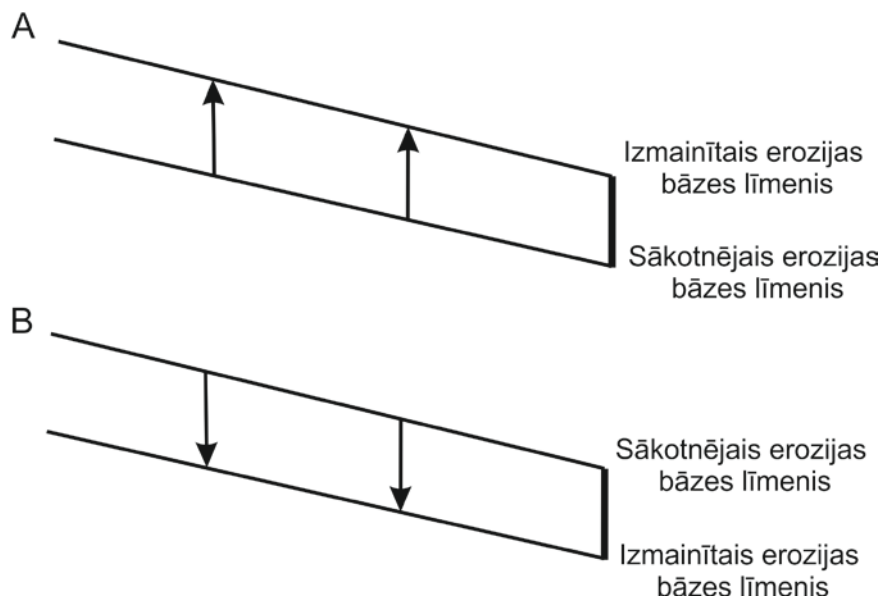
Zemledāja un iekšledāja ezeri sastopami zem Antarktīkas ledus vairoga un ļoti iespējams, ka tie eksistēja arī zem pleistocēna un senāku apledojuumu ledus vairogiem (Clarke *et al.*, 2003; Christoffersen *et al.*, 2008; Larsen *et al.*, 2014). Aktīvā ledājā virsledāja ezeri ir sastopami pārsvarā tā plaisu zonā. Aprimušos ledājos virsledāja ūdeņi veido izolētas ūdenstilpnes caurkusumos vai arī eksistē kā hidroloģiski savstarpēji saistītas ūdenstilpnes. Šie ezeri parasti ir īslaicīga parādība un, kustot ledājam, tie momentāni maina savu konfigurāciju vai noplūst. Pieledāja ezeru noplūšanu un ledāja noteci var bloķēt pats ledājs, ja zemes virsmas slīpums ir vērst pret to, vai ledāja nogulumu, galvenokārt, ja tie veido marginālās reljefa formas - terminālās vai laterālās morēnas grēdas un paugurgrēdu joslas, kas aizdambē kušanas ūdeņu noteci arī gadījumos, kad zemes virsma pazeminās prom no ledāja. Pieledāja ezeri, kuru noplūšanu nosprosto tikai ledus, pastāv īslaicīgi (gads līdz vairāki gadu desmiti) un to līmenis mainās sezonāli. Savukārt, pieledāja ezeri, kas aizņem iepriekš eksistējušus reljefa pazeminājumus vai nosprostotas upju ielejas, parasti pastāv ilgstoši (simti līdz pat vairāki tūkstoši gadi). Pieledāja upesezeri veidojas slikti drenētos apgabalos, kas atrodas ledāja perifērijā. Ledājūdeņi tajos plūst lēnām prom no ledāja malas. Upesezeri var tikt uzskatīti par platu, lēni plūstošu upi vai ātri caurtekošu seklu ezeru. Distāliem ezeriem neviens no krastiem nav tiešā kontaktā ar ledāju, tomēr no ledāja plūstošie ūdeņi ir galvenais to barošanās avots.

Benns un Evans (Benn, Evans, 2010) glaciālos ezerus klasificē pēc to topogrāfiskā novietojuma un nosprostojuuma veida, tos iedalot - virsledāja, iekšledāja, zemledāja un sprostezeros. Virsledāja ezeri veidojas noslēgtos caurkusumos uz ledāja virsmas. Iekšledāja glaciālie ezeri ir nelielas ūdenstilpnes un parasti aizņem ledāja iekšienē esošus noslēgtus tuneļus vai tukšumus. Zemledāja ezeri veidojas zem silti bāzētiem ledājiem, vietās, kur ir zemāks hidrauliskais potenciāls, salīdzinot ar apkārtējo vidi. Glaciālie sprostezeri veidojas, ja ledājs vai reljefs rada barjeru, to lokālai vai reģionālajai notecei. Zemienēs sprostezeri veidojas vietās, kur zemes virsmas slīpums vērst pret ledāja malu, tādējādi bloķējot brīvu ledājūdeņu noteci ārpusledāja teritorijā. Benns un Evans (Benn and Evans, 2010) uzsver, ka sprostezera līmeni var kontrolēt ledājūdeņu noteces ielejas un paša ledāja oscilācijas. Šo glaciālo ezeru pastāvēšanas ilgumu kontrolē nosprostotās malas noturība un viengabalainība, kā arī notece, kas, kustot ledājam, neizbēgami veidosies. Ilglaicīgi nosprostojuumi var veidoties, ja glaciģēnie nogulumu uzkrājas gar ledāja malu.

2.4. Erozijas bāze un tās mainība

Erozijas bāzes koncepts, kā galvenais upes sistēmas virzošais ģeoloģiskais spēks, aktualizējās pēc Posamentiera un Veila (Posamentier, Vail, 1988) pētījuma. Tajā tika uzsvērts, ka nogulumu sistēmas reakcija uz eroziju ir iepriekš paredzama, un alūvija uzbūve ir atbildes uz šīs reakcijas kopainu. Alūvija uzbūve norāda, vai tas veidojies transgresīvā, regresīvā, vai nemainīgā sistēmā, un ir tieši saistīta ar erozijas bāzes vai krasta līnijas līmeņa relatīvajām izmaiņām. Erozijas bāzes izmaiņas pārformē upes noteces tīklu, izmainot lejup pa upes straumi nestā sanešu materiāla daudzumu, un izraisa nozīmīgas upes gultnes izmaiņas. To pierāda eksperimentālie, straumju augšteces iegraušānās un drenāžas teču pētījumi (Holland, Pickup, 1976; Schumm *et al.*, 1987; Ethridge *et al.*, 2005). Kā norāda Gerde (Garde, 2006), tad pat viena upes meandra pārraušana var izraisīt upes gultnes krituma palielināšanos.

Pēc Leina (Lane, 1955) domām, ja upi ir skārusi erozijas bāzes līmeņa paaugstināšanās vai pazemināšanās, tad tā tieksies atjaunot līdzsvara profilu, un visā upes garumā (2.2. attēls), būs novērojama agradācija vai degradācija. Tas nozīmē, ka, pazeminoties erozijas bāzei, pieaugs gultnes kritums un straumes ātrums, tādējādi pastiprināsies erozija, savukārt paaugstinoties erozijas bāzei gultnes kritums un straumes ātrums samazināsies, kā rezultātā sāksies pastiprināta sanešu akumulācija. Protams, liela nozīme šajā pārmaiņu summārajā efektā ir to norises ilgumam.



2.2. attēls. Izmainoties erozijas bāzes līmenim, straumes garenkritums hipsometriski paaugstināsies vai pazemināsies; erozijas bāzes pieaugums (A); erozijas bāzes krišanās (B) (Lane, 1955; ar autora papildinājumiem).

Figure 2.2. When base-level changes, the stream profile will be established at a higher or lower elevation; base-level rise (A), baselevel fall (B) (after Lane, 1955; with the author's additions).

Atšķirībā no Leina, Leopolds un Bulls (Leopold, Bull, 1979) uzskata, ka erozijas līmeņa izmaiņas ietekmē upes vertikālo novietojumu tikai lokāli un maznozīmīgā apjomā. Viņi uzskata, ka svarīgas ne tikai straumes gradienta izmaiņas, bet arī tās gultnes veids, raupjums un forma, kas var pielāgoties un absorbēt erozijas bāzes izmaiņas.

Joprojām nav viennozīmīgas atbildes uz to kā erozijas bāzes izmaiņas ietekmē upes sistēmas atsevišķās daļas. Iespējams, ka tāda tieša atbilde nemaz nepastāv. Dažos gadījumos erozijas bāzes līmeņa izmaiņu ietekme ir minimāla, bet citos nozīmīga. Tāpat svarīga loma var būt arī citiem mainīgajiem. Šumms (Schumm, 2007) izšķir vismaz desmit erozijas bāzi ietekmējošus faktorus (Schumm, 2007), kurus iedala trīs lielās grupās. Pirmajā grupā, kas aptver erozijas bāzes līmeni tieši ietekmējošos faktorus, viņš ietver erozijas bāzes virziena maiņu, amplitūdu, plūsmas ātrumu, kā arī erozijas bāzes izmaiņu ilgumu. Ģeoloģisko faktoru grupā tiek iekļauta ielejas un gultnes litoloģija, ģeoloģiskās struktūras un alūvija veids. Kā ģeomorfoloģiskie faktori tiek minēti reljefa slīpums, upes ielejas un upes gultnes morfoloģija un tās regulēšanas iespējas (ibid.).

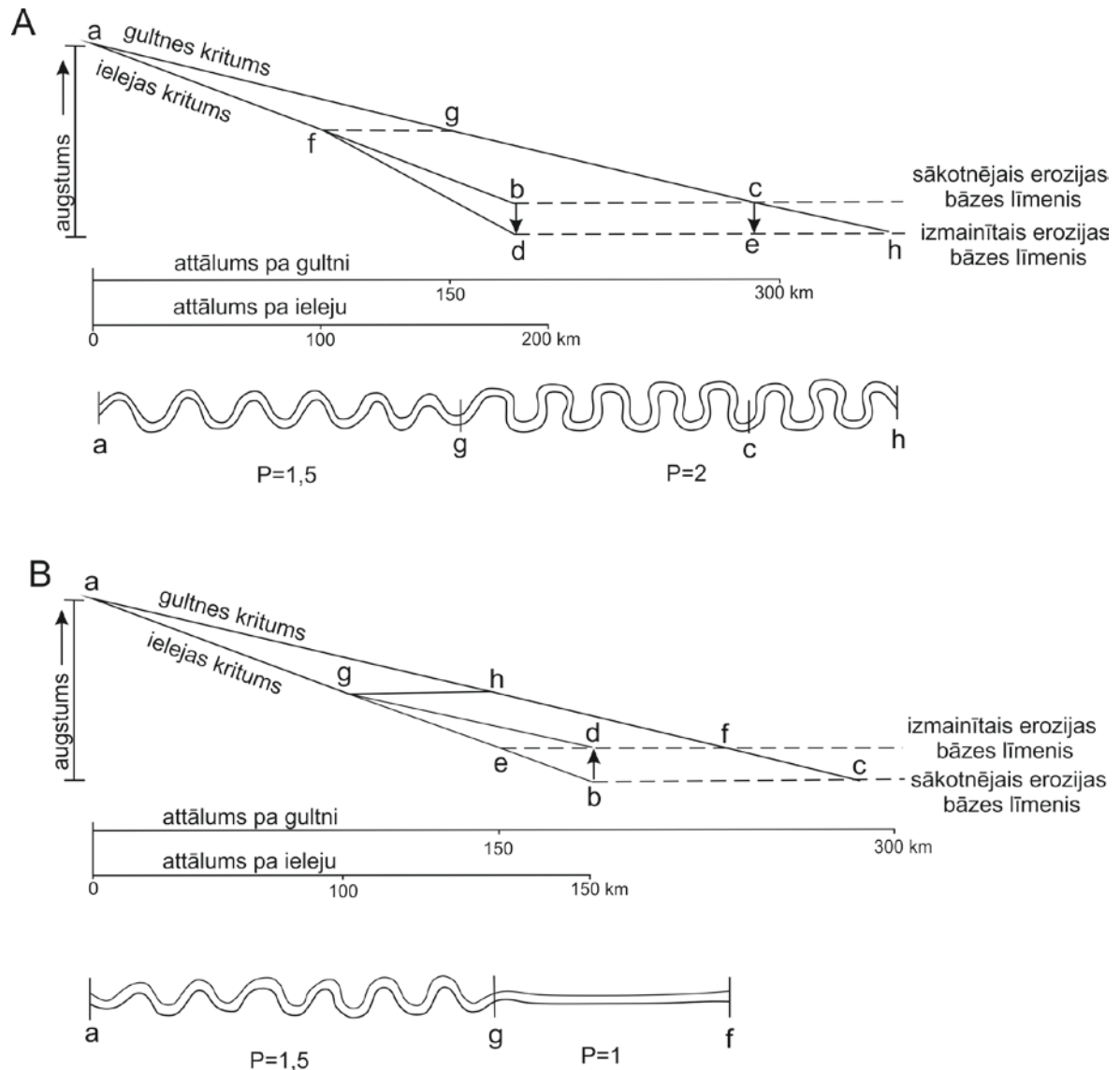
Erozijas bāzes izmaiņu virziens nosaka, vai upē dominēs degradācija vai agradācija. Vissvarīgākais faktors ir izmaiņu amplitūda. Ja erozijas bāzes pazemināšanās ir neliela, tad upes gultne var ātri pielāgoties slīpuma izmaiņām, izmainot gultnes veidu, palielinot gultnes raupjumu vai izmainot formu, šādā veidā būtiski nemainot visu upes sistēmu. Savukārt, ja erozijas bāzes līmeņa izmaiņas ir lielas, tad sākas upes gultnes iegrašanās. Vairāku pētījumu (Wood *et al.*, 1993; Heller *et al.*, 2001) rezultāti, norāda, ja erozijas bāzes līmeņa pazemināšanās ir ātra, tad upes gultnē notiek strauja dziļumerozija ar nelielu laterālo migrāciju. Palielinās straumes ātrums, un ūdens plūsmas, arī lielās ūdenstecēs, koncentrēsies šauros un dziļos kanālos. Palu un plūdu ūdeņi koncentrēsies lielās straumēs, kā rezultātā attīstās regresīvā erozija (Schumm *et al.*, 1987). Savukārt, ja erozijas bāzes krišanās norisinās lēni, dziļumerozija notiek lēni un ir ievērojama gultnes laterālā migrācija. Kopumā straujām erozijas bāzes izmaiņām ir ievērojami lielāka ietekme uz upes augšteci nekā lēnām erozijas bāzes izmaiņām. Gultni un krastus veidojošo nogulumu noturība nosaka, to cik tālu augšteces virzienā būs jūtama erozijas bāzes pazemināšanas ietekme (Heller *et al.*, 2001; Ethridge *et al.*, 2005).

Pēc Leina (Lane, 1955) uzskatiem, straume atjaunos tās sākotnējo gradientu augstākā vai zemākā līmenī pēc erozijas bāzes līmeņa izmaiņām, jo upe tieksies atjaunot līdzsvara profilu. Straumes piesātinājums ar nogulumiem būs lielāks dziļumerozijas laikā, un mazāks agradācijas laikā. Leina arguments, ka upes ielejas slīpums un gultnes gradients ir identisks, ir nekorekts, jo, piemēram, līkumainām upēm gultnes gradients ir mazāks nekā ielejas slīpums. Upes līkumainība (P) ir attiecība starp gultnes garumu (Lc) un ielejas garumu (Lv), kā arī attiecība starp ielejas slīpumu (Sv) un gultnes gradientu (Sc) (Lane, 1955). Līkumainība tiek rēķināta pēc 1. formulas. Tādējādi taisnai gultnei līkumainība ir 1,0, bet gultnes gradients un ielejas slīpums ir vienāds.

$$P = \frac{Lc}{Lv} = \frac{Sv}{Sc} \quad (1)$$

Lielajās aluviālajās upēs (Misisipi un Nīla), mainoties nogulumu piesātinājumam un plūsmas lielumam, vispirms mainās upes līkumainība, nevis notiek izmaiņas gultnes garenprofilā (Schumm, 2007). Izmantojot ģeometriskas figūras, 2.3. attēlā ir parādīts šis koncepts nedaudz idealizēti, tomēr galvenās likumsakarības, mainot līkumainības koeficientu, saglabājas. Attēlā 2.3.A. parādīta erozijas bāzes pazemināšanās ietekme ielejā ar straumes līkumainību 1,5. Līnija a - b attēlo ielejas gultnes slīpumu un līnija a - c attēlo gultnes slīpumu. Punkts b ir ielejas grīva un punkts c upes ieteka, bet punkti f un g ir viena un tā pati vieta ielejā. Upes gultnes attālums no iztekas līdz erozijas bāzes līmenim atrodas par 1/3 tālāk nekā ielejas attālums, un starpība starp gultnes un ielejas gultnes slīpumu atspoguļojas kā līkumainība. Gultnes garums ir 1,5 reizes lielāks nekā ielejas garums, tāpēc pēc 1. formulas sanāk, ka straumes gradients ir par 1/3 mazāks nekā ielejas gultnes slīpums. Erozijas bāzei pazeminoties no b uz d un no c uz e, gultnes iegrašanās un laterālā erozija padarīs stāvāku ielejas gultni (f-d). Ja gultne nav laterāli ierobežota, tad tā var

pielāgoties palielinātajam ielejas slīpumam (f-d), tādējādi līkumainība pieaugs līdz 2,0, jo gultnes profils paplašināsies līdz punktam h. Šajā gadījumā iegraušānās beidzas pie punkta f ielejā un pie punkta g gultnē, jo līkumainības pieaug no 1,5 līdz 2,0 saglabā konstantu upes gradientu, neatkarīgi no tā ka ir pieaudzis ielejas slīpums (f-d). Kopsummā sanāk, ka gultnes garums pagarinās, jo pieaugusi līkumainība starp punktiem g un h, kas kompensē to, ka ielejas slīpums pieaudzis par 1/3 starp punktiem f un d.



2.3. attēls. Erozijas bāzes līmeņa pazemināšanās (A) un paaugstināšanās (B) ietekme uz gultnes garumu un veidu (Schumm, 1993; ar autora papildinājumiem).

Figure 2.3. Effect of a base-level fall and rise (B) on channel length and pattern (Shumm, 1993; with the author's additions).

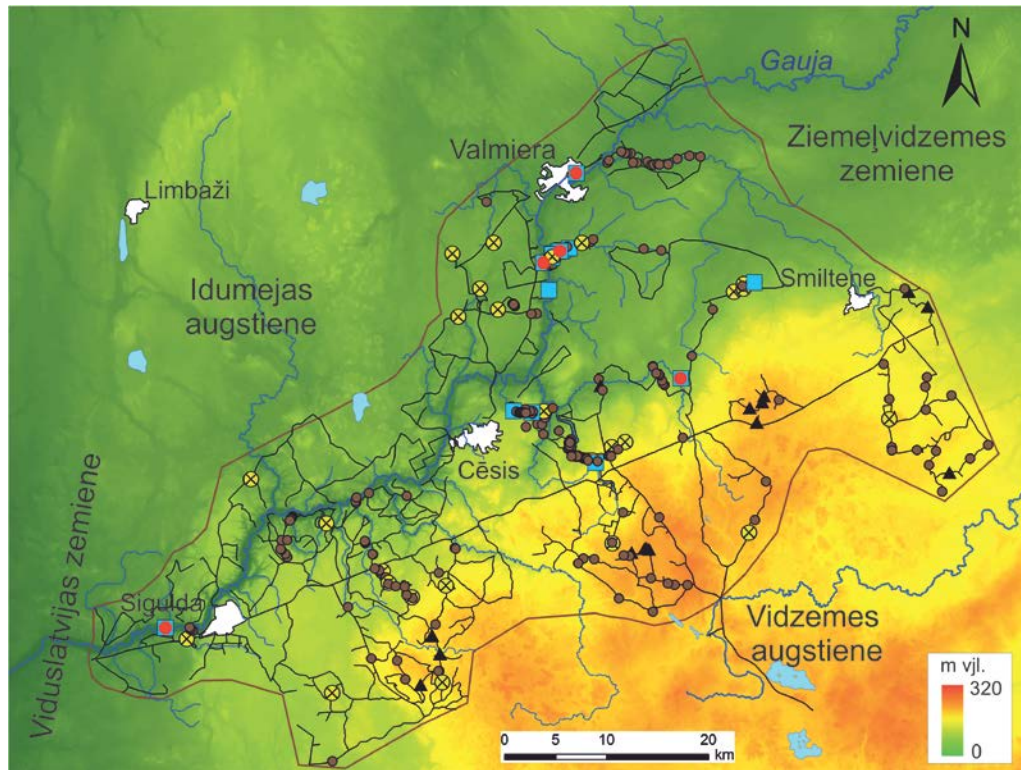
Saskaņā ar Leina (Lane, 1955) pieņēmumiem, iepriekš aprakstītā, erozijas bāzes līmeņa pazemināšanās ietekme būs jūtama augšup pa straumi līdz punktam a, kur erozijas līmenis būs līdzvērtīgs b-d. Tomēr, tā kā upes gultne var piemēroties, tad straumes gradienta izmaiņu rezultātā pašas ielejas gultnes pastāvināšanās nenotiks. Visdrīzāk, erozijas bāzes pazemināšanās ietekmēs samērā īsu upes posmu augšteces virzienā (Schumm, 1993).

Attēlā 2.3.B. ir parādīta erozijas bāzes strauja paaugstināšanās no punkta b uz punktu d ielejas profilā a - b un gultnes profilā a - c. Saskaņā ar Leina (Lane, 1955) pieņēmumiem, erozijas bāzei pieaugot no punkta b uz d sāksies strauja nogulumu sedimentācija, kas aizpildīs ieleju un nogulumu uzkrāšanos pastiprinās līdz pat punktam a. Šādā situācijā, kas ir identiska, ja uz upes uzbūvē aizsprostu, pieaugs nogulumu izgulsnēšanās, bet kad ieleja aggradēs līdz slīpumam g-d, kurš ir vienāds ar oriģinālo gultnes gradientu a-c, kas ir nepieciešams, lai transportētu ūdeni un sanešus līdz jaunās krasta līnijas punktam f, izgulsnēšanās tiks pārtraukta. Samazinoties ielejas slīpumam g-d, līkumainība samazināsies no 1,5 (a-h) līdz 1,0 (h-f). Tādā veidā gultnes gradients saglabāsies un pastiprināta nogulumu izgulsnēšanās beigsies ielejā punktā g un gultnē punktā h. Šajā gadījumā, pēkšņa erozijas bāzes līmeņa celšanās neietekmēja visu sistēmu līdz punktam a, jo izmaiņas tika absorbētas samazinoties līkumainībai no punkta h uz f.

Vairākos eksperimentos (Van Heijst, Postma, 2001; Ethridge *et al.*, 2005) ir pierādīts, ka līkumainības palielināšanās rada gultnes slīpuma samazināšanos, kā arī straumes dziļums un raupjums pielāgojas straumes ātruma un enerģijas izmaiņām. Ielejas gultnes slīpuma vai erozijas bāzes izmaiņas pašas gultnes izmaiņas var absorbēt tikai daļēji (*ibid.*). Iepriekš apskatītās erozijas bāzes izmaiņas attiecināmas tikai uz līkumojošām vai meandrējošām upēm, jo zarojošās gultnēs pielāgošanās norit sarežģītāk un bieži saistāmas ar izmaiņām gultņu stabilitātē, nevis tūlītējās garenprofila izmaiņās (Schumm, 1993, 2007).

3. Materiāli un metodes

Pētījums balstās uz oriģināliem lauka pētījumos iegūtiem datiem (3.1. attēls), kartogrāfiskā materiāla ģeotelpisko apstrādi analīzi un interpretāciju, kā arī daudzu pētnieku agrāk veikto darbu rezultātu apzināšanu, kritisku analīzi un salīdzināšanu ar autora iegūtajiem rezultātiem. Materiāli disertācijas izstrādei tika savākti sešos gados. Pētījuma realizāciju var nosacīti iedalīt četros posmos. Lai iegūtu pilnīgu priekšstatu par pētījumu teritoriju, pirmajā posmā kamerālos apstākļos tika veiktas teorētiskās studijas, pieejamās publicētās un nepublicētās zinātniskās literatūras, kā arī dažādu kartogrāfisko materiālu apzināšana, informācijas apkopošana un analīze.



3.1. attēls. Lauka pētījumu vietu izvietojums. Apzīmējumi: brūnie aplīši - urbumi; zilie kvadrāti - atsegumi; dzeltenie aplīši ar krustiņu vidū – karjeri; sarkanie aplīši - OSL datējumu vietas; melnie trijstūri - skatrakumi; melnās līnijas - ģeoloģiskās kartēšanas maršruti; brūnā līnija - pētījumu teritorija; zilās līnijas - upes; gaišie laukumi - pilsētas; gaiši zilie laukumi - lielākie ezeri. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 3.1. Location of the field study sites. Legend: brown circles - boreholes; blue squares - outcrops; yellow circles - quarries; red circles - OSL sampling sites, black triangles - test pits; black lines - geological mapping routes; brown lines – study area; blue lines – rivers, light polygons – cities; light blue polygons – largest lakes. DTM derived from SRTM.

Otrajā posmā notika lauka pētījumi, kuru mērķis bija veikt ledājkūšanas ūdeņu baseinu un upju ieleju ģeoloģiski - ģeomorfoloģiskos un terašu nogulumu sedimentoloģiskos pētījumus, kā arī ģeodēziskos uzmērījumus. Sākotnēji tika izdarīta pētījumu teritorijas rekognoscija. Tās laikā tika gūts priekšstats par teritorijas reljefa raksturu un izvēlētas pētījuma vietas un atsevišķi objekti, kuros būtu jāveic detāli pētījumi. Trešajā posmā noritēja lauka un kamerālajos pētījumos iegūto datu un materiālu apkopošana un analīze. Šajā posmā izstrādāti zemes virsmas digitālie modeļi un veikta ledājūdeņu baseinu nogulumu un krasta līniju modelēšana. Noslēdzošajā posmā lauka pētījumos veikta iegūto datu un interpretāciju atkārtota verifikācija un paleoģeogrāfisko rekonstrukciju precizēšana.

Datu apkopošana un kartogrāfiskā materiāla analīze

Šis posms ietvēra teorētiskās studijas - publikāciju par pētījumu mūsdienīgu metodiku un teorētiskajām pamatnostādnēm apzināšanu, apkopošanu un analīzi. Informācija par pētījumu teritorijas novietojumu, ģeoloģiski ģeomorfoloģisko raksturojumu un upju ieleju pētījumu vēsturi, lielākoties iegūta Latvijas Universitātes Zemes un Vides zinātņu bibliotēkā un Ģeomorfoloģijas un ģeomātikas katedras bibliotēkā. Literatūras avotu, kuri publicēti 20. gs. sākumā, studijas notika Latvijas Nacionālās bibliotēkas galvenajā grāmatu krātuvē un Latvijas Universitātes e-resursu repositārijā. Jaunākās literatūras studijās tika izmantotas internetā pieejamās publikācijas, kuru meklēšana un atlase veikta *Elsevier* daudznozaru zinātnisko publikāciju, bibliogrāfiskās un citēšanas informācijas datubāzē *Scopus* un *Thomson Reuters* pētniecības platformas *ISI Web of Knowledge* datubāzē *Web of Science*. Šāda pieeja ļāva efektīvi izvērtēt publikāciju bibliogrāfisko un citēšanas informāciju, aplūkot kopsavilkumus un izvēlēties promocijas darba teorētiskajām un metodiskākajām pamatnostādnēm aktuālākās publikācijas. Tās iegūtas galvenokārt *Elsevier* izdevniecības *ScienceDirect* datubāzē un *SpringerLink* datubāzē, kā arī autora abonētajos Starptautiskās Sedimentologu asociācijas (*International Association of Sedimentologists*) izdevumos. Publikācijas tika apkopotas un sakārtotas *Mendeley Desktop 1.12.3* datubāzē, kas ļauj efektīvāk un ātrāk veikt publikāciju analīzi.

Vairāki npublicētie avoti un kartogrāfiskie materiāli analizēti LVĢMC Valsts ģeoloģijas fonda krājumos, galvenokārt tie ir M 1:50 000 un M 1:200 000 ģeoloģiskās kartēšanas un izpētes materiālu pārskati, dažādi grafiskie pielikumi un ģeoloģisko maršrutu perfokaršu materiāli. No šiem, LU ĢZZF ģeotelpisko datu servisu uzturošā *Web Map Service* servera datubāzē, esošajiem materiāliem, izmantojot *ESRI ArcGIS 10* programmatūru un, veicot manuālo digitalizēšanu, tika sagatavota pētījumu teritorijas M 1:50 000 digitālā kvartāra nogulumu karte. ĢIS datus ir iekļauta informācija par kvartāra nogulumu ģenētiskajiem tipiēm un litoloģiju, kas ir sniegta iepriekš minētajās kartēs un materiālos. Lai izveidotu pārskata kartes un analizētu glacioakvālo un akvālo nogulumu izvietojumu uz zemes virsmas digitālā modeļa tika atainotas šo nogulumu robežas.

Darba izstrādes laikā autors izmantojis LU ĢZZF ģeotelpisko datu servisu uzturošā *Web Map Service* servera datubāzi, kas pieejama <http://kartes.geo.lu.lv>. Dažādu attēlu un shēmu sagatavošanai tika izmantotas lielmēroga (M 1:10 000, M 1:25 000 un M 1:50 000) topogrāfiskās kartes. Izmantojot ĢIS programmatūru *ArcMap 10* un PSRS armijas ģenerālštāba M 1: 10 000 topogrāfiskās kartes, tika iegūta informācija par mūsdienu zemes virsmas topogrāfiju. Uz tās bāzes izveidoti vairāki pētījumu teritorijas areālu digitālie zemes virsmas modeļi *ESRI TIN* formātā, kuru ieguves metodiku aprakstījis Li un līdzautori (Li *et al.*, 2005). Tas nodrošināja iespēju realizēt šo areālu reljefa ģeotelpisko un ģeostatisko analīzi, kā arī analizēt upju ieleju šķērsprofilu, šķērsriezuma laukumu un gultnes garenprofilu izmaiņas upju garumā. Digitālo zemes virsmas modeļu pielietošana ļāva modelēt ledājūdeņu baseinu teorētisko izplatību un sekmīgi precizēt to robežas. Modeļa izveides pamatā bija nepieciešamība vizualizēt teritoriju trīsdimensionālā skatā, lai atvieglotu fluviālo, limnisko un nogāžu procesos radīto reljefa formu kartēšanu.

Izmantojot ĢIS programmatūru *ArcMap 10* un PSRS armijas ģenerālštāba M 1:10 000 topogrāfiskās kartes (WMS datubāzes kartes.geo.lu.lv slānis TOPO 10K PSRS), tika izveidota datubāze *Ziemeļvidzemes upes*, kurā apkopota informācija par vairāk nekā 45 Gaujas lielākajām pietekām posmā Strenči - Vangaži (3.1. attēls). Apkopotie dati satur informāciju par upes garenprofila, kreisā un labā pamatkrasta augšējās krotas (augšmalas) augstumu m vjl., ielejas platumu, dziļumu un pamatkrastos atsegtajiem devona iežiem un kvartāra nogulumiem.

Turpmākajos kamerālajos darbos tika apstrādāti aerofoto uzņēmumi. Tādējādi tika apvienota informācija, kas ir iegūta no digitālā zemes virsmas modeļa, aerofotogrāfijām un lauka pētījumos iegūtajiem datiem. Aerofoto uzņēmumu apstrādē izmantota datorprogramma *StereoPhoto Maker vers.4.0*. Rezultātā tika arī izvērtētas netiešo metožu pielietojšanas iespējas aluviālo reljefa formu dešifrēšanā. Krievu alfabēta transliterācija jeb krievu valodas transliterācija no kirilicas uz latīņu alfabētu literatūras sarakstā veikta, izmantojot ASV Ģeogrāfisko nosaukumu padomes un Britu oficiāli lietojamo Ģeogrāfisko nosaukumu patstāvīgās padomes izstrādāto *BGN/PCGN* sistēmu.

Lauka pētījumi

Lauka pētījumos tika realizēta pētāmajā teritorijā esošo upju ieleju un ledāja kušanas ūdeņu izveidoto baseinu izplatības areālu detaļa kvartārģeoloģiskā un ģeomorfoloģiskā izpēte. Izpētes gaitā fiksēts virspalu terašu, krasta līniju, gravu un pieteku izvietojums, veikti 265 ģeoloģiskie urbumi ar rokas urbi un grunts zondi, aprakstīti 17 atsegumi upju krastos, 17 skatrakumos, apmeklēti 26 karjeri (3.1. attēls), kā arī veikta urbumu un novērojumu vietu ģeotelpiskā piesaiste (3.2. attēls) ar augstas precizitātes GPS uztvērēju *Magellan ProMark3*.



3.2. attēls. Glaciālā ezera nogulumu izpēte Līgatnes apkārtnē, veicot ģeoloģisko urbumu ar rokas urbi. Apzīmējumi: ar dzelteni pārtraukto līniju iezīmēta glaciālā ezera krasta līnija.

Figure 3.2. Study of glacial lake sediments next to the Līgatne during geological test-drilling. Legend: yellow dashed line shows glacial ice lake shoreline.

Lauka pētījumos veikta maršrutveida ģeomorfoloģiskā kartēšana, kas ļāva iegūt pilnīgāku priekšstatu par pētāmā reģiona ledājūdeņu baseinu krasta līniju izvietojumu un upju terašu izplatību (3.1. attēls). Kamerālajos pētījumos pēc detaļi izpētītajiem M 1:50 000 un M 1:200 000 ģeoloģiskās kartēšanas un izpētes materiālu pārskatiem, un vairākām nesakritībām ar autora lauka pētījumos iegūto nogulumu ģenētisko interpretāciju, tika ļoti rūpīgi izpētīti ģeoloģiskās kartēšanas ģeoloģisko maršrutu perfokaršu materiāli. Nogulumu litoloģiskajā noteikšanā nesakritības netika konstatētas, atšķirības tika konstatētas tikai nogulumu ģenētiskajā interpretācijā. Ņemot vērā, ka detaļa ģeoloģiskā kartēšana ir ļoti

laikietilpīga, tad paleobaseinu robežu precizēšanai tikai izmantoti ģeoloģiskās kartēšanas maršruti un perfokaršu materiāli, kas nesakrītību gadījumā tika atkārtoti pārbaudīti uz lauka un nepieciešamības gadījumā reinterpretēti.

Autora veiktie urbumi un zondējumi tika izvietoti ar aprēķinu, lai tie skartu dažādā dziļumā un vietās izgulsnētus nogulumus, kā arī lai pārliecinātos par ģeoloģiskās kartēšanas maršruta punktu korektumu un pēc iespējas precīzāk iezīmētu robežas starp dažādas ģenēzes nogulumiem. Ledājūdeņu un paliku ezeru līmeņu konstatēšanai maršruti tika plānoti ar mērķi, lai tie šķērsotu iespējamo baseinu distālo un proksimālo daļu. Tādējādi tika pārbaudīta arī nogulumu faciālā pāreja no ledājūdeņu baseinu iespējamās krasta zonas uz dziļāko daļu. Vienā maršrutā konstatētajām iespējamām krasta līnijām, kas dabā atspoguļojas kā terasveidīgas kāples, tika noteikts absolūtais augstums, un veikts zondējums vai urbums un nogulumu identificēšana. Terasveidīgajām reljefa formām, kas ir slīpas, nogulumu identificēšana veikta arī to pakājes daļām, tādējādi tika konstatētas nogulumu faciālās izmaiņas.

Parasti maršruti vienam iespējamajam ledājūdeņu baseinam tika veikti dažādās tā daļās. Lai izvairītos no pseidoterašu un terasveidīgu formu, kas nav saistītas ar baseina līmeņiem kļūdīgas interpretācijas, un pārliecinātos, ka tā ir krasta līnija, konstatējot iespējamo baseina krasta līniju, to tika mēģināts izsekot garākā posmā. Upju ieleju un virspalu terašu rekognoscija veikta virzienā no ietekas uz izteku, jo šāda pieeja atvieglo terašu fragmentu identifikāciju un savstarpējo korelāciju. Līdzīgi kā ar baseinu krasta līnijām virspalu terases izsekotas garākos posmos, lai pārliecinātos, ka tās nav noslīdeņu vai cita veida pseidoterases.

Upju šķērsprofilu un baseinu krasta līniju instrumentāla ģeometriskā nivelēšana veikta, izmantojot totālo staciju *Nikon NPL-332*, ģeodēzisko mērījumu dati apstrādāti ar *TopoNet 4.0G* un vizualizēti izmantojot *ESRI ArcMap 10*, *Quantum GIS 1.8.0* un *MicroStation v8i* programmu. Pirms šķērsprofilu uzmērīšanas tika ierīkoti augstuma atbalsta punkti un veikta to ģeotelpiskā piesaiste ar augstas precizitātes vienas frekvences pēcapstrādes GPS uztvērēju *Magellan ProMark3*. Mērījumu datu pēcapstrāde veikta, izlīdzinot tos *GNSS Solutions3.80* programmatūrā, izmantojot Latpos bāzes stacijas no Latpos FTP servera. Iegūtie augstumi tika precizēti un koriģēti, izmantojot programmā *TopoNet 4.0G* iekļauto precizēto ģeoīda LV98 modeli. Izejas punktu augstuma kļūda nepārsniedz 0,1 m.

Litofāciju analīze un atsegumu pētījumi

Akvālo nogulumu uzkrāšanās vides interpretācija, balstās uz nogulumu tekstūru, struktūru, formu klasifikāciju un novietojumu kopējā nogulumu kompleksā, kā arī uz savstarpējā izvietojuma un veidošanās likumsakarību izpēti. Akvālos nogulumus parasti iedalā fluviālos un limniskos nogulumos. Savdabīgs fluviālo nogulumu tips ir aluviālie nogulumi un to veidotās reljefa formas. Kopumā aluviālos veidojumus var iedalīt gultnes (ripsnojums, zemūdens grēdas, bāri), piegultnes (piegultnes sēres), kā arī ārpus gultnes veidojumus (paliene, vecupes utt.). Fāciju modeļu koncepts ir nozīmīgākais un veiksmīgākais rīks, ko izmanto sedimentologi, lai veiktu nogulumu klasifikāciju un izskaidrotu to izgulsnēšanos. Pagājušā gadsimta septiņdesmitajos un astoņdesmitajos gados tika veidoti daudzi fāciju modeļi (Miall, 1977, Walker, 1976; Anderton, 1985). Daži no tiem tika balstīti uz zemes virsmas ģeomorfoloģiskajiem novērojumiem (piemēram, deltu fācijas (Coleman, Wright, 1975)), citi uz atšķirīgām nogulumu tekstūrām (Dott, Bourgeois, 1982). Fluviālo fāciju modeļi cenšas iekļaut pēc iespējas vairāk nogulumu nogulsnēšanās vidi raksturojošo elementu (Miall, 2006).

Pagājušā gadsimtā fāciju modeļi tika konstruēti kā paleoģeogrāfisko skiču kartes, vertikāli atsegumu profili, blokdiagrammas, vai visu trīs veidu kombinācijas. Tie ir mēģinājumi kombinēt informāciju vismaz divos mērogos - pirmajā tiek veidots individuālās litofācijas apkopojums, bet otrajā mezoformu (gultnes un piegultnes reljefa formas) indikācija. Pirmā mēroga modeļos tiek uzsvērts raksturīgākais vertikālais griezumā profils un tajā esošās cikliskās secības, savukārt otrajā mērogā tiek aplūkota gultnes morfoloģija (Miall, 1985, 2006). Dažādos fluviālās vides pētījumos ir izcelta attiecība starp eroziju, sedimentāciju, fluviālajām formām un nogulumu nogulsnešanās veidu (Friend, 1983; Nanson, Croke, 1992; Lewin, 2001). Kopumā fluviālo veidojumu kartēšana, fāciju analīze un modeļi palīdz veikt fluviālo procesu laiktelpiskās interpretācijas (Pastre *et al.*, 2003; Miall, 2006; Houben, 2007).

Iespējams, labākais fāciju modeļa koncepts ir Maiela (Miall, 1978, 1985, 2006) izstrādātā fāciju analīze, kurā trīs galvenie līmeņi rindoti pieaugošā kārtībā – litofācijas, fluviālo veidojumu elementi un nogulsnešanās vides stila modeļi. Maiels (Miall, 1977) piedāvāja vienkāršu litofāciju klasifikāciju, izmantojot divu burtu kodu, lai veicinātu ātrāku litofāciju identifikāciju gan laboratorijā, gan dokumentācijā. Fāciju apzīmējumos lielie burti apzīmē dominējošos daļiņu izmērus (G - grants, S – smilts, F - smalknes nogulumu, kas ietver mālu, aleirītu). Ar mazajiem burtiem ir apzīmēta litofācijai raksturīgā tekstūra, piemēram, h - horizontāls slāņojums, r - straumju ripsnojums utt. Uzsākot litofāciju shēmu izmantošanu, pētnieki nonāca pie atzinuma, ka shēma var tikt izmantota praktiski visiem fluviālajiem nogulumiem, ne tikai zarotās gultnes sanešiem. Vēlākajos pētījumos Maiels (Miall, 1978) papildināja savu klasifikāciju, pievienojot papildus litofāciju apzīmējumus. Mūsdienās šī klasifikācija ir kļuvusi par standarta metodoloģiju fluviālo nogulumu izpētē.

Ne visi pētnieki piekrīt Maiela izstrādātajai klasifikācijai. Bridžs (Bridge, 1993) norāda, ka šāda modeļa un līdzīgu vienkāršotu shēmu izmantošana, nepieredzējušus zinātniekus, novedīs pie to nekritiskas lietošanas, tādējādi ir iespējams, ka tiks zaudētas svarīgas detaļas, gadījumos, kad novērojumi (nogulumu un tekstūras) atšķiras no shēmās piedāvātā standarta. Vairākos pētījumos (Hickin, 1993; Bridge, 1995) ir raisījušās diskusijas par Maiela (Miall, 1978) izstrādāto klasifikāciju, kā arī bijuši atšķirīgi un strīdīgi uzskati par aprakstošajiem un ģenētiskajiem terminiem fluviālo veidojumu definīcijās, neskaidrajām slāņkopu klasifikācijām, kā arī apšaubīta iepriekš norādītās nomenklatūras izmantošana. Tomēr, no otras puses, Maiela (Miall, 1978, 1985) izstrādātā fāciju klasifikācija ir sistematizējusi un ierobežojusi nogulumu struktūru un tekstūru skaitu (Miall, 1995), tādējādi galveno uzmanību pievēršot sedimentācijas sistēmas un vides laiktelpiskām izmaiņām.

Maiels (1985) fluviālos nogulumus iedala astoņos litoģenētiskajos elementos. Tie tiek apzīmēti ar lielajiem burtiem un apzīmē fluviālās reljefa formas (gultnes grants bārus un grantainas gultnes reljefa formas, smilšainas gultnes formas utt). Vairāki pētījumi (Houben, 2007) ir snieguši papildinājumus oriģinālajai klasifikācijai. Fīldings (Fieldings, 1993) ir norādījis, ka pētniekiem būt nepieciešams izveidot pašiem savu klasifikāciju, lai varētu labāk attēlot fluviālo vienību raksturojumu.

Lai noskaidrotu baseinu un virspalu terašu morfoloģiju un iekšējās uzbūves īpatnības, pētījuma gaitā vairākās vietās tika veikta stāvkrastu un karjeru sienu atsegumu attīrīšana un pētīts nogulumu litoloģiskais sastāvs, kā arī ar digitālo fotokameru fiksēti un zīmēti slāņu saguluma apstākļi. Vairākos atsegumos veikta detaļa nogulumu litofāciju izpēte. Litofāciju apzīmējumu sistēmas izveidei (3.1. tabula), izmantota vairāku autoru (Miall, 1978, 1985; Eyles *et al.*, 1983; Wysota, 2002) izstrādātā litofāciju klasifikācija. Tekstūru latviskošanai izmantota Eberharda (1972c) sniegtā pieņemto zīmju un apzīmējumu sistēma ģeomorfoloģijā.

3.1 tabula. Litofāciju kodi (autora modificēti pēc Miall, 1978; Eyles *et al.*, 1983; Wysota, 2002).

Table 3.1. Lithofacial codes (modified by the author from Miall, 1978; Eyles *et al.*, 1983; Wysota, 2002).

Litofācijas kods	Litofācijas tipa apraksts: graudu izmērs, sedimentācijas tekstūra
D (S/F)	Diamiktons (daudzfrakciju nogulumi, vāji šķiroti), vidēji graudains (smilšains, smilšaini-aleirītisks, smilšaini-mālains), smalki graudains (aleirītisks, aleirītiski-mālains, mālaini-smilšains, mālaini-aleirītisks, mālains)
Dmm	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, masīvs
Dms	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu, stratificēts
Dm-(s)	Diamiktons ar difūzi graudainu skeletu un sīkizmēra deformācijas struktūrām
G (B/S/D)	Grants (2-100 mm), akmeņaina, smilšaina, diamiktonveidīga ar kompakti graudainu skeletu, masīva
Gm	Grants masīva
Gt	Grants muldveidīgi slāņota
Gp	Grants plakani slīpslāņota (diagonāli plakanslāņota)
S (F)	Smilts (0,1-2,0 mm), smilts aleirītiska un mālaina
Sm	Smilts masīva
Sg	Smilts stratificēta, fracionēta
Sh	Smilts plakanparalēli (horizontāli) slāņota
Sp	Smilts plakani slīpslāņota (diagonāli plakanslāņota)
St	Smilts muldveidīgi slāņota
Sr	Smilts ripsnoti slīpslāņota
Src (A)	Smilts ar A tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Src (B)	Smilts ar B tipa kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu
Sl	Smilts lēzeni slīpslāņota
Se	Smilts ar vājiem iegrauzumiem un neizveidotu slīpslāņojumu
Ss	Smilts ar vājiem erozijas iegrauzumiem un vāji izveidotu diagonālu slīpslāņojumu
Sd	Smilts ar deformētu struktūru
F (S/D)	Aleirīts, māls (<0,1 mm), aleirīts/māls smilšains, aleirīts un māls diamiktonveidīgs
Fm	Aleirīts, māls masīvs
Fg	Aleirīts, māls stratificēts, fracionēts
Fh	Aleirīts, māls horizontāli (plakanparalēli) slāņots
Fw	Aleirīts, māls viļņoti slāņots
Fl	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku slāņojumu
Fr	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku ripsnājumu
Frc	Aleirīts smilšains, aleirīts ar smalku kāpjošu ripsnājumu
Frc (A)	Aleirīts smilšains, aleirīts ar A tipa smalku kāpjošu ripsnājumu
Fv	Aleirīts, māls ar slokšņu struktūru
Fd	Aleirīts, māls ar deformētu struktūru
F- - (d)	Aleirīts, māls ar pilienakmeņiem

Kopš litofāciju kodu publicēšanas (Miall, 1977, 1978, 1985) sedimentologi ir veikuši vairākus mēģinājumus, optimizēt šos kodus. Poļu pētnieki (Zieliński, Pisarska-Jamroży, 2012) norāda, ka līdz šim piedāvātie kodi nav apmierinoši, jo tie neparāda atsevišķu nogulumu iezīmes. Viņi norāda, ka gandrīz visi Maiela izvirzītie oriģinālie principi būtu jāizmanto kā sākuma punkts, bet viņa klasifikācija būtu jāpapildina ar atsevišķiem papildus noteikumiem:

1. Litofāciju simbolus nevajadzētu lietot, lai aprakstītu interpretācijas, bet tos izmantot tikai litofāciju aprakstīšanai;
2. Struktūru kodus nedrīkst veidot ne vairāk kā divi lieli burti;
3. Tekstūru kodus nedrīkst veidot ne vairāk kā trīs 3 mazie burti;
4. Nogulumu litoģenētiskajam kodam vajadzētu identificēt nogulsnešanas procesus vai ar tiem saistītās gultnes reljefa formas, kas tiek apzīmētas ar lielajiem burtiem;
5. Kodējums ir vislabāk pielietojams, ja litofāciju un litoģenētiskie kodi tiek izmantoti saistīti.

Attēlojot ģeoloģiskos griezumus, līdztekus sastāva, struktūras un litofāciju atainojumam attēlam tika pievienots arī atseguma fotouzņēmums, tādējādi ģeoloģisko griezumu padarot uzskatāmāku. Attēlu apvienošana noder, attēlojot nelielus atsegumus vai arī lielāka griezuma daļas (Kostic *et al.*, 2007; Pisarska-Jamroży, Börner, 2011). Pēc nogulumu struktūras un tekstūras pazīmju analīzes tika veikta nogulumu vides uzkrāšanās rekonstrukcija (Miall, 1994, 2006; Houben, 2007). Nogulumu ģenētiskā klasifikācija, slāņu kontakti starp tiem un litofācijas tika aprakstītas, izmantojot pasaulē vispāratzītu metodiku (Zieliński, 1995, 1998; Jones *et al.*, 2001).

Pēc digitālās fotofiksēšanas izdarīšanas sagatavotajos atsegumos tika veikti nogulumu slīpslāņoto sēriju krituma azimutu un leņķu, kā arī dažāda granulometriskā sastāva slāņu kontaktvirsmu mērījumi. Plakanisko saguluma elementu un oļu linearitātes mērījumi apstrādāti ar datorprogrammu *StereoNet 7*. Tā rezultātā tika iegūtas diagrammas, kas vizuāli ataino statistiski apstrādātus mērījumu rezultātus. Iegūtie rezultāti sniedza iespēju spriest par paleostraumju virzieniem un iespējamiem sanesu materiāla transportēšanas veidiem. Litofāciju griezumu sastādīšana un promocijas darbā iekļauto attēlu apstrāde veikta, izmantojot *CorelDraw X5*, *Corel PhotoPaint 10.0* un *ERDAS Imagine* programmatūras.

Smilts paraugu ievākšana OSL datēšanai

Optiski stimulētā luminiscence (OSL) ir viena no nedaudzajām ģeohronoloģiskajām metodēm, kuru var izmantot glaciofluviālo un fluviālo nogulumu absolūtā vecuma datēšanai (Duller, 2004, 2006; Fuchs, Owen, 2008). Fluviālos pētījumos šī metode ir plaši izplatīta, jo ar to iespējams noteikt laiku, kad ir notikusi fluviālo nogulumu nogulsnešanās. Tas, savukārt, ļauj spriest, kādi faktori ir ietekmējuši fluviālo dinamiku ilgtermiņā (Wallinga, 2002). Tomēr fluviālās vides nogulumu OSL datēšana ir problemātiska. Upju straumes parasti ir piesātinātas ar suspendētajām sanesām, un bieži vien tās tiek transportētas nelielā attālumā (Wallinga *et al.*, 2001; Rodnight *et al.*, 2006; Thrasher *et al.*, 2009). Diskutabls jautājums ir, vai OSL signāls netiek saņemts transportēšanas laikā pirms nogulsnešanās, lai, nosakot vecumu, netiktu iekļauta komponente no iepriekšējās nogulsnešanās. Objektīvi ir zināmas grūtības veikt datēšanu nesēn nogulsnētiem nogulumiem, kas ir jaunāki par 1000 gadiem, jo tiem ir vājš OSL signāls, kā rezultātā dažu paraugu absolūtais vecums ir krietni lielāks par iespējamo

ģeoloģisko vecumu. Tas saistāms ar to, ka plūdu dēļ ir notikusi dažādu vecumu daļiņu sajaukšanās (Wallinga *et al.*, 2001).

OSL metode dod iespēju datēt nogulumus, kas pakļauti saules tiešai gaismai, kad nogulumi tiek transportēti pa upes gultni. Nepilnīga nogulumu eksponēšanās saules gaismā rada problēmas un līdz ar to iegūto OSL datējumu izmantošana fluviālo nogulumu vecuma fiksēšanai nav korekta (Olley *et al.*, 1998, 1999; Duller, 2004), jo ūdens un suspendētās saņas samazina saules gaismas daudzumu, kas ieplūst caur ūdens slāni, tādējādi tas var novest pie nogulumu nogulsnešanās vecuma pārāk liela novērtējuma. Upju nogulumiem ar mazu mantoto OSL signālu pastāv neliela varbūtība, ka tas varētu ietekmēt vecākus paraugus (>1 ka) (Jain *et al.*, 2004). Ja ir notikusi nepilnīga eksponēšanās, tad to var atklāt OSL mērījumu protokolos, pārbaudot ekvivalentās dozas D_e izplatību paraugā (ibid).

OSL signāls no kvarca tiek uzkrāts straujāk nekā no laukšpata (Thomsen *et al.*, 2008), tādējādi kvarcs ir piemērotāks datēšanai vidēs ar lielu straumes ātrumu, piemēram, proglaciālās upēs (Spencer, Owen, 2004, Rowan *et al.*, 2012). Lai samazinātu nepilnīgas eksponēšanās ietekmi, ir jāveic rūpīga atlase attiecīgām nogulumu fācijām, no kurām tiks iegūti paraugi datēšanai (Rowan *et al.*, 2012). Attiecīgos kritērijus, datējot glaciofluviālos nogulumus, ir norādījusi virkne autoru (Fuchs, Owen, 2008; Thrasher *et al.*, 2009; Rowan *et al.*, 2012), tie attiecas arī uz paraugu ievākšanu no vidēm, kur norit strauja sedimentācija.

Lauka pētījumu gaitā tika rūpīgi izvērtēti potenciālie atsegumi, kuros ievākt smilts paraugus nogulumu vecuma noteikšanai ar OSL metodi. Galvenokārt tika ņemts vērā tas, lai atsegumi reprezentētu vienas fluviālās sistēmas dažādas daļas un iegūtie absolūtā vecuma dati sniegtu atbildi par šīs sistēmas attīstību. Paraugi tika ievākti piecos atsegumos - Cimzas deltas, Lejasbrišku, Stāvo krastu, Dukuļu un Viesulēnu atsegumos. Lai smilts paraugi ievākšanas laikā tiktu pasargāti no saules gaismas iedarbība, kas ir ļoti būtiska prasība OSL datēšanas metodei, un nodrošinātu augstās kvalitātes prasības, paraugu ievākšanai tika izmantots cietās grunts paraugu noņemšanas komplekts *Eijkelkamp Liner Sampler Set for Hard Soils* un fotomaiss. Ar grunts mitruma mērītāju *ThetaProbe* (precizitāte $\pm 3\%$ vai 1% tilpuma ar grunts kalibrēšanas iestatījumiem) tika noteikts grunts mitrums, parauga ievākšanas vietā, tas ir būtiski OSL mērījuma kļūdas noteikšanai. Dažus centimetrus virs un zem OSL paraugošanas vietām tika ievākti divi smilts paraugi, katrs aptuveni 200 gramu svarā, kas nepieciešamas, lai laboratorijā varētu noteikt attiecīgā parauga dabisko beta radioaktivitāti. Kamerālajos darbos tika sagatavots paraugošanas vietas apraksts un kopā ar smilts paraugiem tika nosūtīts uz Somijas Dabas vēstures muzeja Datēšanas laboratoriju Helsinkos, kur šīs laboratorijas speciālisti veica paraugu tālāko apstrādi. Pašlaik vēl nav saņemti rezultāti par ievākto smilts paraugu vecumu, tomēr fluviālo un baseina nogulumu datējumi ar OSL metodi veikti arī šajā darbā pētāmajai teritorijai pieguļošajos apvidos (Dauškans, 2013; Nartišs, 2014; Raukas *et al.*, 2010; Zelčs *et al.*, 2011). To rezultāti palīdzēja netiešā veidā noteikt darbā aplūkoto ezeru orientējošo eksistences laiku. Izmantoti tika arī Rinternehta un līdzautoru (Rinterknecht *et al.*, 2006) noteiktie datējumi par laiku, kad lielie laukakmeņi izkusuši no ledāja.

4. Rezultāti un interpretācija

Iegūtie pētījumu rezultāti atspoguļo virszemes ūdeņu noteces veidošanos Gaujas baseina vidusdaļā no pēdējā Fenoskandijas ledusvairoga deglaciācijas sākuma posma līdz izolēto paleobaseinu (pēc Straumes (1979) terminoloģijas, ūdenstilpju, kam nav tieša kontakta ar ledu) jeb, lietojot Danilāna (Danilāns, 1972, 1973) terminoloģiju, paliku paleoezeru izzušanai dotajā teritorijā. Galvenie rezultāti par ledājkušanas un ārpusledāja paliku paleobaseinu noteces ūdeņu radīto ieleju un dažāda tipa baseinu izplatību, uzbūvi un morfoloģiju iegūti, balstoties uz kvartārģeoloģisko un ģeomorfoloģisko lauka pētījumu, morfoloģiskās izpētes, statistiskās analīzes un ģeotelpiskās analīzes datiem. Tie ir ļāvuši noskaidrot kušanas ūdeņu veidoto ieleju telpiskā izvietojuma likumsakarības un attīstību saistībā ar ledāja deglaciācijas fāzēm, ledājūdeņu un ārpusledāja ūdens noteces sprostošanos un noteces pārgāžņu veidošanos. Iegūtie rezultāti nozīmīgi papildina izpratni par virszemes ūdeņu noteces veidošanos Ziemeļvidzemē pēdējā apledošanas noslēguma posmā, kad radās šai teritorijai raksturīgās mūsdienu virszemes noteces tīkla iezīmes.

4.1. Glaciālie un paliku ezeri, to izplatība un nogulumu

Lauka pētījumu un kartogrāfiskā materiāla analīzes dati ir likuši pārvērtēt agrākos priekšstatus par glaciālo un paliku ezeru izplatību. Plašos areālos, piemēram, Līgatnes ielejai pieguļošajā līdzenumā, ģeoloģiskās kartēšanas materiālos (Straume *et al.*, 1981b) ledājūdeņu nogulumu ir interpretēti kā glaciofluviālās sanesas. Šajā un citos apvidos sastopamo glacioakvālas izcelsmes nogulumu izplatības areālu kontūras, virsmas topogrāfija (kritums proksimālā virzienā novietoto ledāja malas veidojumu virzienā) un fluviālās erozijas formu izplatība radīja šaubas par tādu interpretāciju. Tāpēc tika veikti atkārtoti pētījumi, minētajā un citās morfoloģiski līdzīga saposmju teritorijās. Šo atkārtoto pētījumu rezultātu tālākais izklāsts atsegs reālo situāciju un pierādīs, ka agrākā interpretācija ir bijusi kļūdaina vai vismaz nepilnīga. Visticamāk, ka šāda kļūdaina vai nepilnīga nogulumu ģenētiskā interpretācija ir skaidrojama ar to, ka nav tikušas ņemtas vērā nogulumu faciālās izmaiņas dažādās baseina daļās, t.i., baseina seklākajā, hidroloģiski aktīvākajā daļā uzkrāsies rupjgraudaināki nogulumu nekā baseina dziļākajā un hidroloģiski mierīgākajā daļā.

Pastāvot stingri limitētam novērojumu skaitam ģeoloģiskās kartēšanas laikā, ir pilnīgi pieļaujams, ka tika konstatēti tikai rupjgraudaināki nogulumu baseinu malās, virs glaciģēnā reljefa lokāliem pacēlumiem vai ūdens straumju ieplūdes vietās ledājūdeņu ezeros. Ledusezeru dziļākās vietās, kur izplatīti smalkāki nogulumu, mūsdienās ir grūti pieejamas un tās aizņem mitraines vai slapji meži un krūmāji. Arī M:50 000 un pat 1:200 000 ģeoloģiskās kartēšanas materiālos tika konstatēti atsevišķi gadījumi, kad glaciolimniskie nogulumu ir uzrādīti tikai izometriska to izplatības areāla centrālajā daļā, bet perifērijā tos apjož glaciofluviālie respektīvi rupjgraudaināki nogulumu. Pārbaudot rupjgraudaināku ledājūdeņu nogulumu klātbūtni šajos areālos, tika konstatēts, ka, pat ja tie varētu tikt noteikti kā ūdeņu straumju nogulumu, to izplatība ir sporādiska un stipri fragmentēta, bet lielākās teritorijas klāj smalkgraudaina vai smalkgraudaina smilts ar vidējgraudainas smilts materiāla piemaisījumu. Tajā pašā laikā dažu šādu līdzenumu virsmas raksturojas ar izteiktu erozijas saposmju. Līdz ar to būtu arī skaidrojams, kādēļ ap glaciolimnisko nogulumu izplatības areāliem tiek atzīmēti glaciofluviālie nogulumu. Pētījumu rezultātā tika konstatēta virkne glaciālo ezeru, kas stiepjas gar Gulbenes un Linkuvas malas veidojumu joslām.

Līgatnes-Mores apvidus paleoezeri

Sudas purva dienvidu daļā starp Kārtūžiem un Akenstaku atrodas samērā neliels apgabals, kurā kvartāra nogulumu segu, pēc ģeoloģiskās kartēšanas datiem (Juškevičs, 2000b), veido glaciofluviālie nogulumi. Pētījumi Mores karjerā ($25^{\circ}1'54,242''E$ $57^{\circ}5'15,924''N$) (4.1. attēls) daļēji apstiprina iepriekšminēto nogulumu ģenētisko interpretāciju. Karjera dziļākajā daļā atsedzas rupjgraudaina smilts ar grants piejaukumu. Atseguma pašu augšējo daļu 1,3-1,7 m biežumā veido smalkgraudaina smilts un horizontāli slāņota aleirīta slāņmija. Rupjgraudainākie nogulumi visticamāk ir uzkrājušies deltā, bet smalkgraudainie nogulumu baseinā. Mores glaciālā ezera teritorijā (4.1. attēls) glaciolimniskie nogulumu hipsometriski atrodas no 106 m vjl. Sudas ielejai pieguļošajā teritorijā līdz 120 m vjl. Mores karjera apkārtnē. Glaciālā ezera drenāža veidojusies dienvidrietumu virzienā pa Sudas ieleju, un visticamāk pa to veidojusies drenāža leduslaikmeta beigu posmā arī no Sudas purva pazeminājuma puses. Par to liecina mūsdienu reljefā labi izteiktā Sudas upes ieleja. Eglaines un Nītaures apdzīvoto vietu, kā arī Līgatnes upes augštece (4.1. attēls) agrākos pētījumos (Juškevičs, 2000b) ir kartētas, kā plašs glaciofluviālo nogulumu izplatības areāls. Tomēr lauka pētījumos veikto urbumu un zondējumu dati liecina, ka visus šajā teritorijā izplatītos smilšainos nogulumus nav korekti ģenētiski interpretēt kā glaciofluviālās sanesas. Ziemeļos no Eglaines nelielā lēzenā nolaidā augstumā 154-156 m vjl. konstatēti glaciālā ezera (turpmāk tekstā Skruduļu ezera) nogulumu - aleirīts un aleirīts ar smalkgraudainu smilti. Spriežot pēc mūsdienu zemes virsmas krituma, Skruduļu ezera drenāža visticamāk notikusi dienvidrietumu virzienā pa Sudas augšteci uz Sudas purva pazeminājumu.

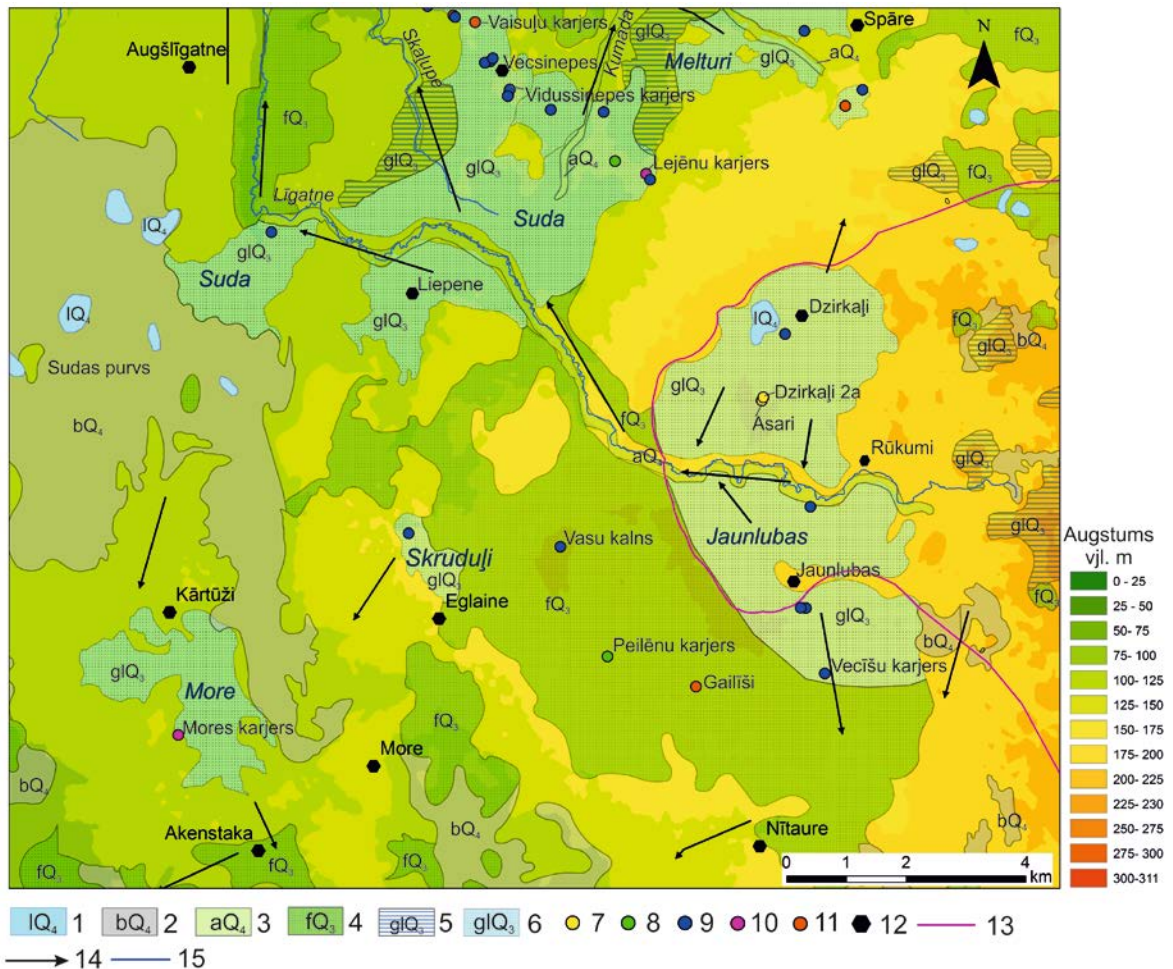
No Vasu kalna līdz Nītaurei zemes virsma ir diezgan saposmota un glacioakvālo nogulumu uzbūve ir komplicēta. Reljefa augstākajā punktā Vasu kalnā (4.1. attēls) 215,5 m vjl. kvartāra nogulumu segas augšējo daļu veido glaciolimniskas izcelsmes smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts. Uz dienvidiem no Vasu kalna Peilēnu karjerā ($25^{\circ}9'1,99''E$ $57^{\circ}5'53,366''N$) sastopami glaciofluviālie nogulumu, kas izskatās deformēti, un visticamāk ir veidojušies ledāja malas zonā, uz ko norāda arī reljefa linearitāte attiecībā pret ledāja plūsmas virzienu. Karjera augstākā daļa atrodas 193,5 m vjl. Dienvidaustrumu virzienā no Peilēnu karjera zemes virspusē vietām, piemēram, pie Gailīšu mājām ($25^{\circ}10'30,824''E$ $57^{\circ}5'36,344''N$) atsedzas morēnas smilšmāls (181,5 m vjl.).

Līgatnes augštecē ielejas abos krastos izplatītie smilšainie un aleirītiskie nogulumu pēc lauka pētījumu datiem ir interpretējami kā Jaunlubas glaciālā ezera nogulumu (4.1. attēls). Kopumā Jaunlubas glaciālā ezera mūsdienu zemes virsma krīt ZZR virzienā, t.i., Gulbenes ledāja marginālās joslas virzienā. Tomēr nelielā teritorijas daļā virsma pazeminās dienvidu virzienā projām no Gulbenes ledāja marginālās joslas. Hipsometriskā ziņā glaciolimniskie nogulumu izplatīti no 180 līdz 210 m vjl. Nogulumus veidojošais materiāls pārsvarā ir smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts un aleirīts.

Vecīšu karjerā ($25^{\circ}12'37,427''E$ $57^{\circ}5'41,368''N$) 2-3,5 m augsto atsegumu veido smalkgraudaina ripsnota smilts (190 m vjl.), kuru nepilna metra biežumā pārsedz pārpūsta vidējgraudaina smilts. Vecīšu karjers atrodas Biržaku-Lagātu pazeminājuma dienvidu daļā. Veicot vairākus grunts zondējumus, pazeminājuma ziemeļu daļā intervālā 195,5 un 199,5 m vjl. konstatēta smalkgraudaina smilts un aleirīts. Vecīšu karjera virsējā daļā atsegtā ripsnotā smilts, visticamāk, veidojusies caurtekošā glaciālā ezerā, kurš drenējies dienvidu virzienā.

Līgatnes augšteces pretējā krastā glaciālā ezera nogulumu izplatīti no 177 līdz 208 m vjl. Reljefa augstākajā daļā Asaru ($25^{\circ}11'39,553''E$ $57^{\circ}8'10,443''N$) un Dzirkaļu 2a ($25^{\circ}11'41,871''E$ $57^{\circ}8'12,064''N$) skatrakumos (4.1. attēls) konstatēts, ka pleistocēna nogulumu griezumā augšējo daļu dziļumā līdz 2,0-2,5 m no zemes virsmas veido pārpūsta

smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts. Zemes virsmas saposmējums un tā raksturs liecina, ka šajā daļā izplatīts neattīstīts eolo kāpu reljefs. Ezera drenāža ir notikusi dienvidu un dienvidrietumu virzienā. Atkāpjoties ledāja malai, salīdzinošai neliela ezera notece varēja veidoties arī ziemeļu virzienā pa Melderupīti (4.1. attēls).

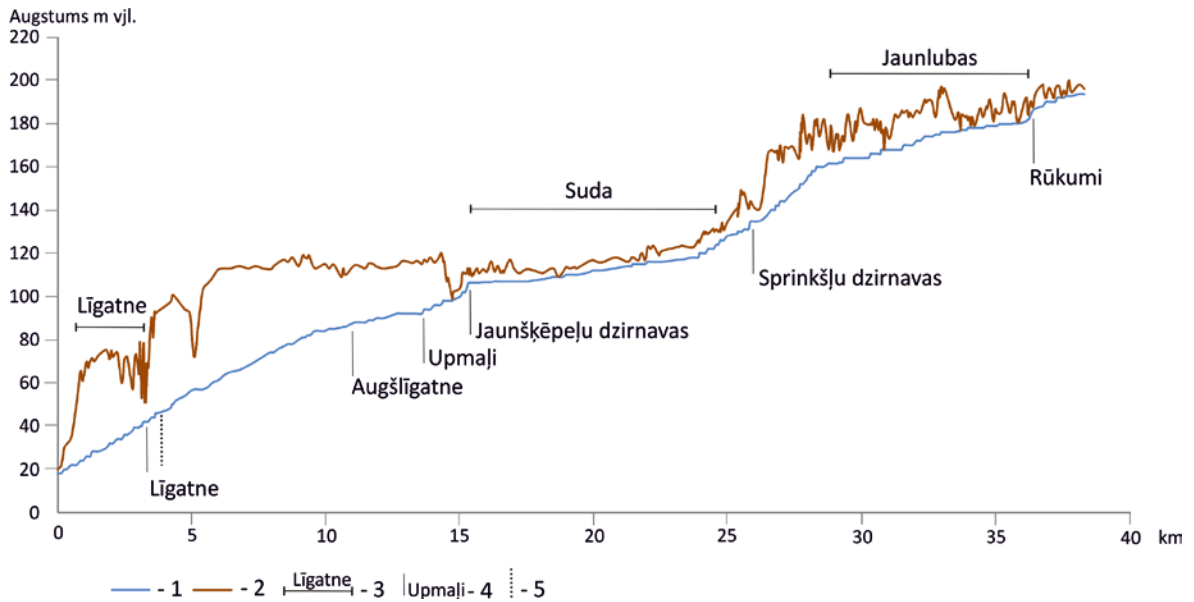


4.1. attēls. Paleoezeru izvietojums un glacioakvālo nogulumu pētījumu vietas Līgatnes-Mores apvidū. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 - limniskie nogulumi (IQ_4); 2 - purva nogulumi (bQ_4); 3 - holocēna aluviālie nogulumi (aQ_4); 4 - glaciofluviālie nogulumi (fQ_3); 5 - glaciolimniskie nogulumi (glQ_3); 6 - reinterpretētās glaciālo ezeru teritorijas; lauka pētījumos konstatētie nogulumi: 7 - eolie nogulumi (vQ_3); 8 - glaciofluviālie nogulumi (fQ_3); 9 - glaciolimniskie nogulumi (glQ_3); 10 - deltas nogulumi (gl^dQ_3); 11 - glaciogēnie nogulumi (gQ_3); 12 - apdzīvotas vietas; 13 - Gulbenes fāzes malas veidojumu josla; 14 - drenāžas virziens; 15 - upes. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.1. Location of the palaeolakes in the Līgatne-More palaeolake district and study sites of glacioaquatic sediments. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - lacustrine deposits (IQ_4); 2 - mire deposits (bQ_4); 3 - postglacial alluvial deposits (aQ_4); 4 - glaciofluvial deposits (fQ_3); 5 - glaciolacustrine deposits (glQ_3); 6 - reinterpreted areas of glacial lakes; in the field observations recognized sediments: 7 - aeolian sand (vQ_3); 8 - glaciofluvial deposits (fQ_3); 9 - glaciolacustrine deposits (glQ_3); 10 - deltaic deposits (gl^dQ_3); 11 - glaciogenic deposits (gQ_3); 12 - settlements; 13 - Gulbene phase ice-marginal zone; 14 - drainage direction; 15 - rivers. DTM derived from SRTM.

Jaunlubas glaciālo ezeru teritorija labi izdalās Līgatnes upes gultnes garenprofilā (4.2. attēls), kurā izdalīti vairāki posmi. Pirmais posms sākas no iztekas un turpinās līdz Rūkumiem. Gultnes garenkritums ir neliels. Nākamais posms, kas šķērso Jaunlubas-Dzirkaļu glaciolimnisko līdzenumu sākas pie Rūkumu mājām. Lejteces virzienā aiz

glaciolimniskajiem līdzenumiem sākas upes trešais posms. Tajā Līgatnes garenprofilā redzams straujš gultnes garenkrituma pieaugums (4.2. attēls). Ieleja sasniedz savu maksimālo dziļumu, taču ieagrauzuma dziļums lejtecē samazinās.

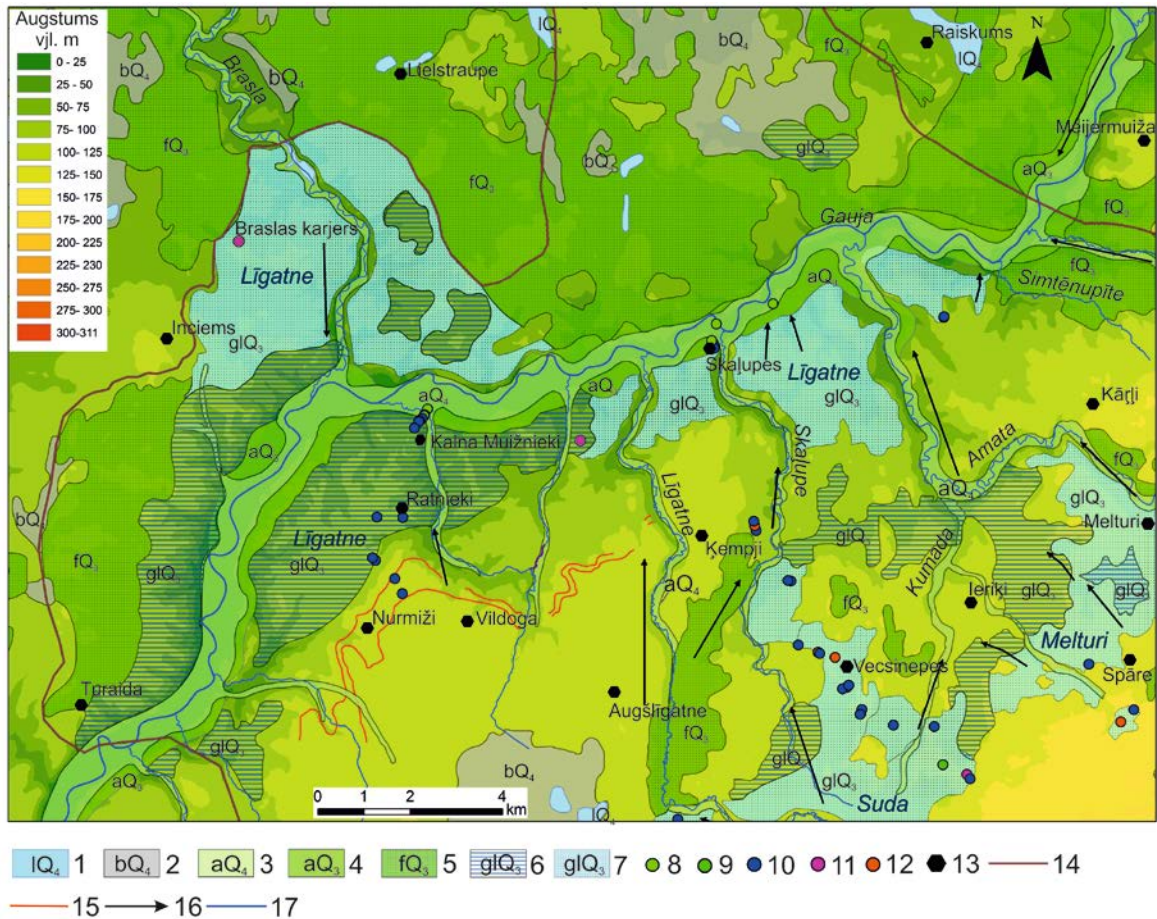


4.2. attēls. Līgatnes ielejas garenprofils. Vertikālā mēroga pārspīlējums 80:1. Apzīmējumi: 1 - topogrāfiskais profils gar upes ielejas pamatkrasta augšējo kroti; 2 - Līgatnes upes garenprofils; 3 - glaciālo ezeru klātās teritorijas; 4 - māju nosaukumi; 5 - litiskā robeža starp devona terigēnajiem un karbonātiskajiem nogulumiežiem.

Figure 4.2. Longitudinal profile of the River Līgatne valley. Vertical exaggeration is 80:1. Legend: 1 - topographical profile along the river valley bank; 2 - longitudinal profile of the river bed; 3 - areas of glacial lakes; 4 - name of farmhouse; 5 - lithic border between Devonian terrigenous and carbonate rocks.

Sudas paleoezera kādreiz klātajā teritorijā upes garenkritums kļūst lēzens. Nākamais posms sākas pie Jaunšķēpeļu dzirnavām, kur garenprofila kritums atkal kļūst stāvāks. Šis posms turpinās līdz ietekai Gaujā. Jāpiezīmē, ka Jaunšķēpeļu dzirnavu dīķis gultnes garenprofilu izlīdzina tikai 1,2 km garā posmā. No Jaunšķēpeļu dzirnavām līdz Upmaļiem pamatkrastā redzams izteikts reljefa pazeminājums (4.2. attēls), kas ir saistīts ar to, ka Līgatnes kreisais pamatkrasts šķērso Sudas glaciālā ezera teritoriju. Lejteces virzienā Līgatne šķērso ziemeļziemeļaustrumu virzienā stieptu glaciofluviālo nogulumu izplatības areālu (4.1. attēls). Tas atrodas dienvidaustrumos no iespējamās ledāja malas, gar kuru ledājūdeņi no Sudas, Liepenes un Vecsīneps apkārtnes vistīcāmāk noplūda pa glaciofluviālo nogulumu iezīmēto pazeminājumu uz Skaļupes glaciālo ezeru. Lejpus Augšlīgatnei Līgatnes upes garenprofils atkal kļūst stāvāks, un tas iespējams saistīts ar to, ka upes gultnē atsedzas devona terigēnie ieži.

Sudas paleoezera nogulumi izplatīti no 117 līdz 144 m vjl. Šī paleoezera nogulumi atrodas starp Gulbenes un Linkuvas malas veidojumu joslām (skat. 4.1. un 4.3. attēlu) un pieguļ Gulbenes malas veidojumu joslas proksimālajai nogāzei. Dziļi ieagrauzto ieleju tīkls un arī glacioakvālo nogulumu saguluma secība pētītajos griezumos (4.4., 4.5. attēli un pētījumu vietas 4.3. attēlā) neapšaubāmi liecina, ka tas kā pieledāja sprostezers ir pastāvējis tikai ledāja malas recesijas laikā starp Gulbenes un Linkuvas fāzes malas veidojumiem, bet vēlāk attiecībā pret ledāja malu eksistējis kā paliku ezers (4.3. attēls).

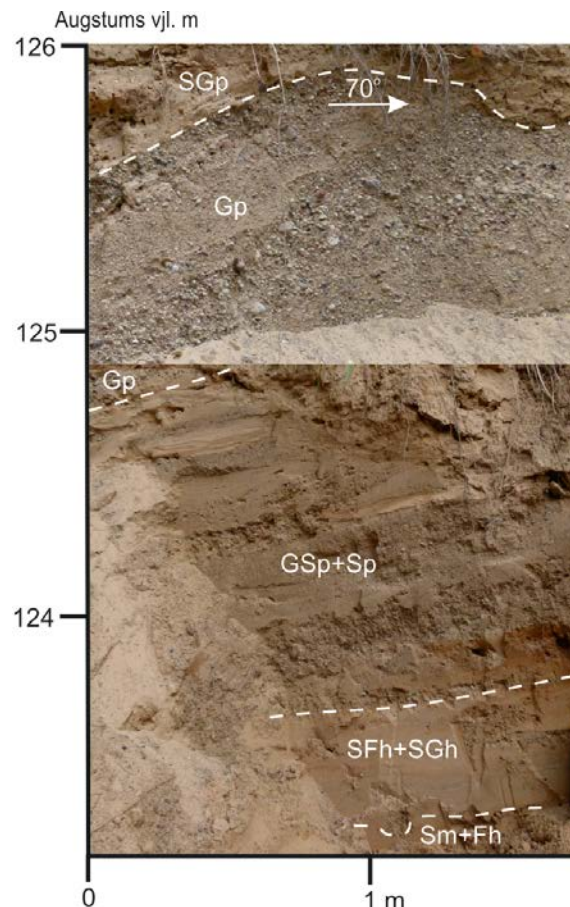


4.3. attēls. Līgatnes un Amatas lejteces apvidus paleoezera novietojums un lauka pētījumu vietas. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 - limniskie nogulumu (IQ₄); 2 - purva nogulumu (bQ₄); 3 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ₄); 4 - pēdējā leduslaikmeta beigu posma aluviālie virspalu terašu nogulumu (aQ₃); 5 - glaciofluviālie nogulumu (fQ₃); 6 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 7 - reinterpretētās glaciālo ezeru teritorijas; lauka pētījumos konstatētie nogulumu: 8 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ₄); 9 - glaciofluviālie nogulumu (fQ₃); 10 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 11 - deltas nogulumu (gl^dQ₃); 12 - glaciogēnie nogulumu (gQ₃); 13 - apdzīvotas vietas; 14 - Linkuvas fāzes malas veidojumu josla; 15 - Līgatnes glaciālā ezera augstākās krasta līnijas 16 - drenāžas virziens; 17 - upes. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.3. Location of the paeolakes and field study sites lakes in the area of the River Līgatne and the River Amata lower courses. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - lacustrine deposits (IQ₄); 2 - mire deposits (bQ₄); 3 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 4 - late-glacial alluvial deposits of river terraces (aQ₃); 5 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 6 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 7 - reinterpreted areas of glacial lakes; in the field observations recognized sediments: 8 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 9 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 10 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 11 - deltaic deposits (gl^dQ₃); 12 - glaciogenic deposits (gQ₃); 13 - settlements; 14 - Linkuva phase ice-marginal zone; 15 - upper shorelines of the Līgatne glacial lake; 16 - drainage direction; 17 - rivers. DTM derived from SRTM.

Lejēnu karjerā (25°9'49,018"E 57°10'14,716"N) (4.1. attēls), četru metru dziļumā no zemes virsmas tika fiksēta smalkgraudaina masīva smilts un horizontāli slāņota aleirīta slāņmija (4.4. attēls). Slāņkopa veidojusies hidrodinamiski mierīgos sedimentācijas apstākļos. Virs smalkgraudainajiem nogulumu uzguļ horizontāli slāņota smalkgraudaina smilts ar aleirītu, kam ir horizontāli slāņotas smilšainas grants starpkārtas. Augstāk griezumā izplatīta diagonāli slāņota smilšainas grants, kas mijas ar diagonāli slāņotu granti (4.4. attēls). Slāņmiju noslēdz diagonāli slāņota grants. Slāņojumu mērījumu rezultāti grants slāni liecina, ka ūdens straumes plūdušas ziemeļrietumu virzienā. Karjera rietumu

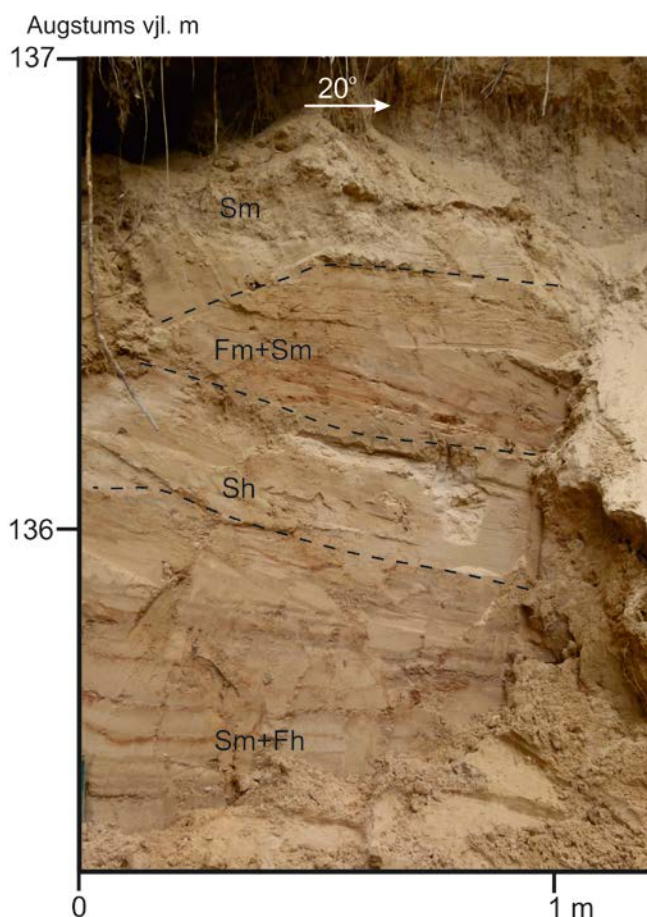
sienas pašā augšējā daļā pāris metrus virs iepriekš aprakstītajiem nogulumiem gandrīz 1,5 m biezā slānī novērojama smalkgraudainas smilts un aleirīta slāņu mija. Glacioakvālo nogulumu griezumā Lejēnu karjerā liecina, ka sākotnēji pastāvēja baseins, kurā ieplūda kušanas ūdeņu straumes un uzkrājās glaciofluviālie nogulumi. Par ūdens straumju spēka pieaugumu liecina nogulumu rupjatlūzu īpatsvara palielināšanās griezumā virzienā uz augšu un nogulumu tekstūras. Visticamāk, ka šie rupjgraudainie nogulumi ir uzkrājušies glaciofluviālas deltas apstākļos. Griezuma augšpusē smalkgraudainie nogulumi liecina par hidrodinamiski mierīgākiem apstākļiem, kas varētu pastāvēt pieledāja ezera noslēguma fāzē.



4.4. attēls. Lejēnu karjera dziļākas daļas iekšējā uzbūve. Apzīmējumi: Fh - aleirīts horizontāli slāņots; SFh - smilts ar aleirītu horizontāli slāņota; Sp - smilts diagonāli plakanslāņota; SGh - grantaina smilts horizontāli slāņota; SGp - grantaina smilts diagonāli plakanslāņota, izteikts erozijas kontakts Gp; GSp - smilšaina grants diagonāli plakanslāņota; Gp - grants diagonāli plakanslāņota.

Figure 4.4. Internal structure of the deepest part of the Lejēni quarry. Legend: Fh - parallel laminated silt; SFh - parallel laminated silty sand; Sp - planar cross-bedded sand; SGh - parallel laminated gravely sand; SGp - planar cross-bedded gravely sand; GSp - planar cross-bedded sandy gravel; Gp - planar cross-bedded gravel.

Glaciolimniskajā līdzenumā izvietotā Vidussinepju karjera (25°7'34,323"E 57°11'1,127"N) atsegums (4.1. attēls) arī apstiprina to, ka arī Sudas pieledāja ezera ziemeļaustrumu daļā ir izplatīti glaciolimniskie nogulumi, pretēji tam kā tas agrāk tika uzskatīts (Juškevičs, 2000b). Atsegtās slāņkopas apakšējo daļu veido masīva smalkgraudaina smilts, kas mijas ar horizontāli slāņota aleirīta starpkārtām (4.5. attēls). Šajā slānī veiktie kontaktvirsmas krituma mērījumi uzrāda, ka slāņojums krīt ziemeļrietumu virzienā.



4.5. attēls. Vidussinepju karjera augšējās daļas iekšējā uzbūve. Apzīmējumi: Fh - aleirīts horizontāli slāņots; Fm - aleirīts masīvs; Sm - smilts masīva; Sh - smilts horizontāli slāņota.

Figure 4.5. Internal structure of the uppermost part of the Vidussinepes quarry. Legend: Fh - parallel laminated silt; Fm - massive silt; Sm - massive sand; Sh - parallel laminated sand.

Slāņkopas augšējo daļu veido horizontāli slāņota smalkgraudaina smilts, virs kuras uzguļ masīvs aleirīts un masīva smalkgraudainas smilts slāņmija (4.5. attēls). To pārklāj masīva, smalkgraudaina smilts. Jāpiezīmē, ka karjerā visi slāņi ir sašķiebti ziemeļziemeļaustrumu virzienā. Nelielus reljefa paaugstinājumus Vaisuļū karjera (25°7'1,378"E 57°11'37,362"N) apkārtnē (4.1. attēls) veido dažus metrus biezi glaciģenie nogulumu, zem kuriem ieguļ smilšaina grants. To orientācija attiecībā pret iespējamo ledāja plūsmas virzienu un izvietojuma raksturs liecina, ka tie klasificējami kā ledāja malas veidojumi. Uzbūvējuma plakņu orientācija zemledāja morēnas smilšmālā norāda, ka ledāja spiediens bijis vērsts no ziemeļaustrumiem. Vecsinepju apkārtnē glaciālā ezera drenāža bija iespējama ne tikai pa Līgatnes ieleju, bet arī ziemeļaustrumu virzienā pa Kumadas ieleju uz Līgatnes sprostezeru.

Ieriķu apkārtnē ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Juškevičs, 2000b) diezgan plašā teritorijā konstatēti glaciolimniskie nogulumu (4.3. attēls) - aleirīts un aleirītiska smilts. Smilšainie nogulumu uz ziemeļiem no Spāres ir interpretēti kā glaciofluviālie nogulumu (ibid.). Jāpiezīmē, ka nelielā platībā glaciofluviālo nogulumu izplatības areāla centrālajā daļā sastopami glaciolimniskie nogulumu (4.3. attēls). Visticamāk glaciofluviālie nogulumu ataino glaciālā ezera (turpmāk tekstā - Melturu paleoezers) hidrodinamiski aktīvāko daļu. Amatas ielejas tuvumā izplatīta smalkgraudaina smilts ar vidējgraudainas smilts piejaukumu (4.3. attēls). Šī paleoezera drenāža pie tā augstākiem līmeņiem varēja veidoties pa Amatas ieleju, ezera ūdenslīmenim krītoties, turpmākā drenāža notika pa Grūbes un Kumadas ielejām uz Amatas ieleju. Jāpiezīmē, ka Melturu paleoezera nogulumu izplatīti no

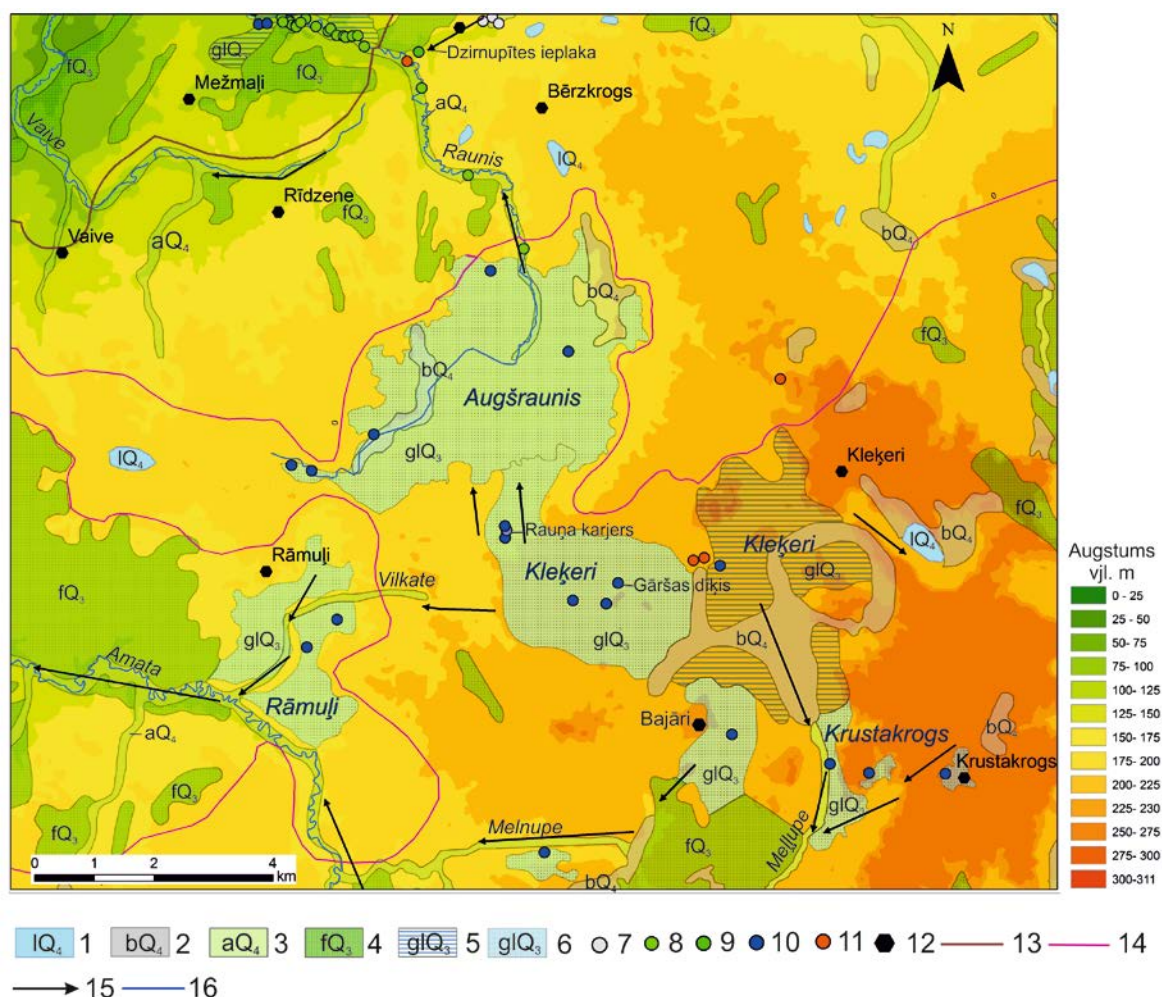
112 līdz 145 m vjl. Ģeoloģiskās kartēšanas laikā glaciolimniskie nogulumu Sudas glaciālā ezera ziemeļu daļā (4.3. attēls) iezīmēti tikai 85 m vjl. Starp Sudas un Melturu paleoezēriem glaciolimniskie nogulumu ģeoloģiskās kartēšanas laikā iezīmēti līdz pat 123 m vjl. Pašlaik nav skaidri Amatas labajā krastā dienvidos no Kārļiem izplatīto glaciofluviālo nogulumu sedimentācijas apstākļi. Taču nogulumu hipsometriskais novietojums attiecībā pret Melturu paleoezera līmeņiem ļauj izteikt pieņēmumu, ka tie ir uzkrājušies kā deltas nogulumu šajā baseinā. Sudas paleoezera ziemeļu daļa veido Skaļupes līci, kurš atrodas ziemeļrietumos no Vecsinepju karjera un stiepjas gar Skaļupes ielejas labo pamatkrastu. Glaciolimniskie nogulumu viszemāk (90 m vjl.) atrodas Līgtnes ielejas labajam pamatkrastam pieguļošajā teritorijā un to hipsometriskais novietojums palielinās līdz 120 m vjl. austrumu virzienā.

Agrākos pētījumos Siguldas lokālā baseina līdzenums tiek iekonturēts ar 100 m horizontāli (Āboltniņš, 1971; Straume, 1978, 1979). Lauka pētījumos Nurmīžu apkaimē tika konstatēta Siguldas baseina augstākā krasta līnija (4.5. attēls), kas atrodas 111-112 m vjl. augstumā. Starp Nurmīžiem un Latvijas Universitātes atpūtas un konferenču centru "Ratnieki" izsekojamas trīs zemākas krasta līnijas 106 m, 96-97 m un 90 m vjl. augstumā (Krievāns *et al.*, 2014a). Augstāko krasta līniju izplatības teritorijā 111-112 un 106 m vjl. kvartāra nogulumu kartēs (Zīverts, Arkharova, 1981; Juškevičs, 2000b) iezīmēts morēnas smilšmāls, tomēr lauka pētījumos, tika fiksēts, ka kvartāra nogulumu segas augšējo daļu veido 0,8-1,2 m biezs aleirīts un smalkgraudaina smilts ar aleirītu, zem kuras iegul pārskalota morēnas mālsmilts. Zemes virsmā vietām atsedzas laukakmeņi. Māla nogulumu kartēs (*ibid.*) iezīmēti sākot ar 96-97 m vjl., un šī robeža iezīmē Siguldas glaciālā ezera trešo līmeni. Gaujas ielejā pie Kalna Muižniekiem konstatēti vēl trīs vēl zemāki (75 m, 61-62 un 51-52 m vjl.) glaciolimnisko nogulumu izplatības līmeņi. Līdzīgā augstumā tie konstatēti arī pie Skaļupes ietekas Gaujā (4.3. attēls). Glaciālā ezera krasta līnijas veido šauras, garākā attālumā izsekojamas terasveidīgas reljefa formas. Tās veido māls, aleirīts un smalkgraudaina smilts ar aleirītu. Nogulumu biezums ir no pāris centimetriem līdz dažiem metriem. Āboltniņš (1971) uzskata, ka šīs terasveidīgās reljefa formas ir Gaujas augstākās virspalu terases.

Starp Amatas un Simtēnupītes ielejām Jaunlauču tuvumā izsekojama Siguldas glaciālā ezera krasta līnija 87 m vjl. Ņemot vērā, ka baseins atrodas ziemeļos no Siguldas Līgatnes apkaimē, turpmāk šajā darbā tiek lietots nosaukums Līgatnes glaciālais ezers. Pagaidām nav pārliecinošu datu par glacioakvālo nogulumu ģenēzi Gaujas labajā krastā iepretim Amatas un Līgatnes ielejām (4.3. attēls). Ģeoloģiskās kartēšanas materiālos (Zīverts, Arkharova, 1981; Juškevičs, 2000b) tie tiek interpretēti kā glaciofluviālie nogulumu. Braslas ietekas apkārtnē upes abu pamatkrastu pieguļošajā teritorijā izvietotie glacioakvālie nogulumu arī tiek interpretēti kā glaciofluviālie nogulumu. Jāpiezīmē, ka starp Inciemu un Braslas ieleju atrodas Braslas smilts-grants karjers (24°54'19,431"E 57°16'37,22"N). Tā virsma atrodas 75 m vjl. Smilts grants nogulumu veidojušies deltā, kas ieplūdusi Līgatnes glaciālajā ezerā, tādējādi īsti nav pareizi interpretēt Braslas karjeram pieguļošajā teritorijā uzkrājušos nogulumus kā glaciofluviālos, neņemot vērā, ka ledājūdeņu straumes ieplūdušas glaciālajā ezerā. Tādējādi daļa no glaciofluviālo nogulumu izplatības areāla var tikt reinterpreterēta kā glaciālā ezera teritorija (4.3. attēls).

Rauņa - Amatas augšteces apvidus paleoezeri

Starp Rauņa un Vaives augštecēm, vairāki nelieli ledājkūšanas ūdeņu veidoti līdzenumi, M 1:200 000 ģeoloģiskajās kartēs atzīmēti, kā glaciofluviālie līdzenumi (Juškevičs, 2000b). Hipsometriski visaugstāk izvietotie glacioakvālie nogulumi Kleķeru apkaimē atrodas no 215 līdz 230 m, vietām pat 250 m vjl. augstumā un izplatīti nelielos areālos (4.6. attēls).

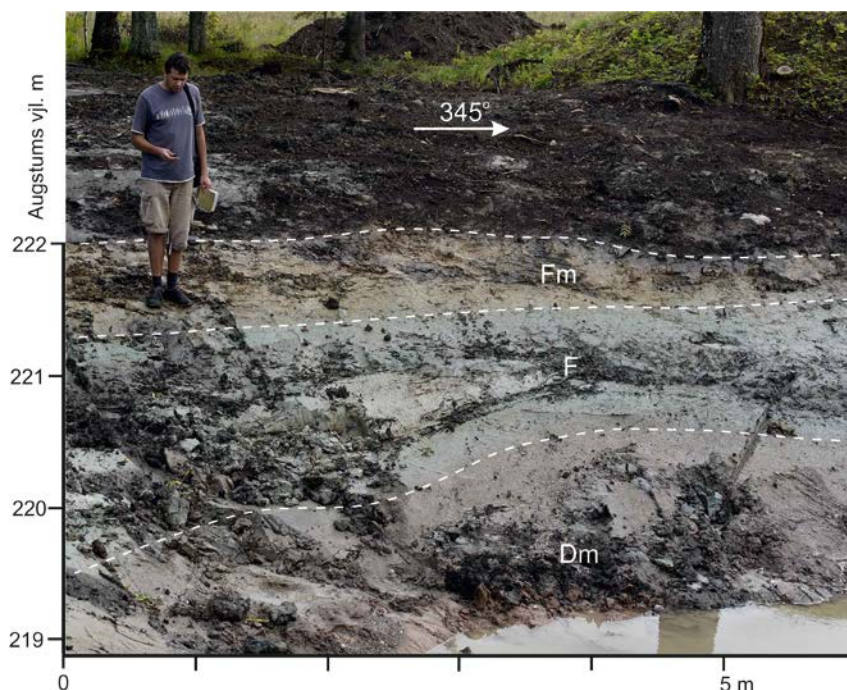


4.6. attēls. Rauņa-Amatas augšteces apvidus paleoezeri un lauka studiju vietas. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 - limniskie nogulumi (IQ₄); 2 - purva nogulumi (bQ₄); 3 - holocēna aluviālie nogulumi (aQ₄); 4 - glaciofluviālie nogulumi (fQ₃); 5 - glaciolimniskie nogulumi (glQ₃); 6 - reinterpretētās glaciālo ezeru teritorijas; lauka pētījumos konstatētie nogulumi: 7 - purva nogulumi (bQ₄); 8 - holocēna aluviālie nogulumi (aQ₄); 9 - glaciofluviālie nogulumi (fQ₃); 10 - glaciolimniskie nogulumi (glQ₃); 11 - glaciogēnie nogulumi (gQ₃); 12 - apdzīvotas vietas; 13 - Linkuvas fāzes malas veidojumu josla; 14 - Gulbenes fāzes malas veidojumu josla; 15 - drenāžas virziens; 16 - upes. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.6. Raunis-Amata district palaeolakes and location of the field study sites. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - lacustrine deposits (IQ₄); 2 - mire deposits (bQ₄); 3 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 4 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 5 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 6 - reinterpreted areas of glacial lakes; in the field observations recognized sediments: 7 - mire deposits (bQ₄); 8 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 9 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 10 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 11 - glaciogenic deposits (gQ₃); 12 - settlements; 13 - Linkuva phase ice-marginal zone; 14 - Gulbene phase ice-marginal zone; 15 - drainage direction; 16 - rivers. DTM derived from SRTM.

Mūsdienu zemes virsma Krustakroga apkaimē pazeminās dienvidrietumu virzienā. Glacioakvālos līdzenumus veido aleirīts un smalkgraudaina smiltis. Hipsometriski nedaudz zemākā līmenī (220 m vjl.) glacioakvālo nogulumu līdzenums atrodas Bajāru apkārtņē (4.6. attēls). Ziemeļu virzienā no Bajāriem hipsometriski līdzīgā augstumā, diezgan plašā teritorijā (turpmāk tekstā - Kleķeru glaciālais ezers), ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Juškevičs, 2000b), konstatēti aleirīta nogulumu (4.6. attēls). Abu iepriekšminēto līdzenumu virsmas krīt dienvidrietumu virzienā. Bajāru, Krustakroga un Kleķeru apkārtnes glaciolimnisko nogulumu hipsometriskais novietojums, nogulumu un virsmas slīpums ataino nogulumu faciālās izmaiņas dažādās glaciālā ezera daļās. Aleirīti uzkrājušies hidrodamiski mierīgā sedimentācijas vidē, savukārt, smalkgraudainās smiltis uzkrājušās hidrodamiski aktīvākos apstākļos - glaciālā ezera piekrastē vai ledājdūdeņu noteces ieleju tuvumā. Kleķeru glaciālā ezera drenāža notikusi dienvidrietumu virzienā pa Melnupes un Meļļupes ielejām, kuras vēlāk pēc Krustakroga un Kleķeru glaciālā ezeru noplūšanas, to atstātajos glaciolimniskajos līdzenumos ir izveidojušas seklas palieņtipa ielejas.

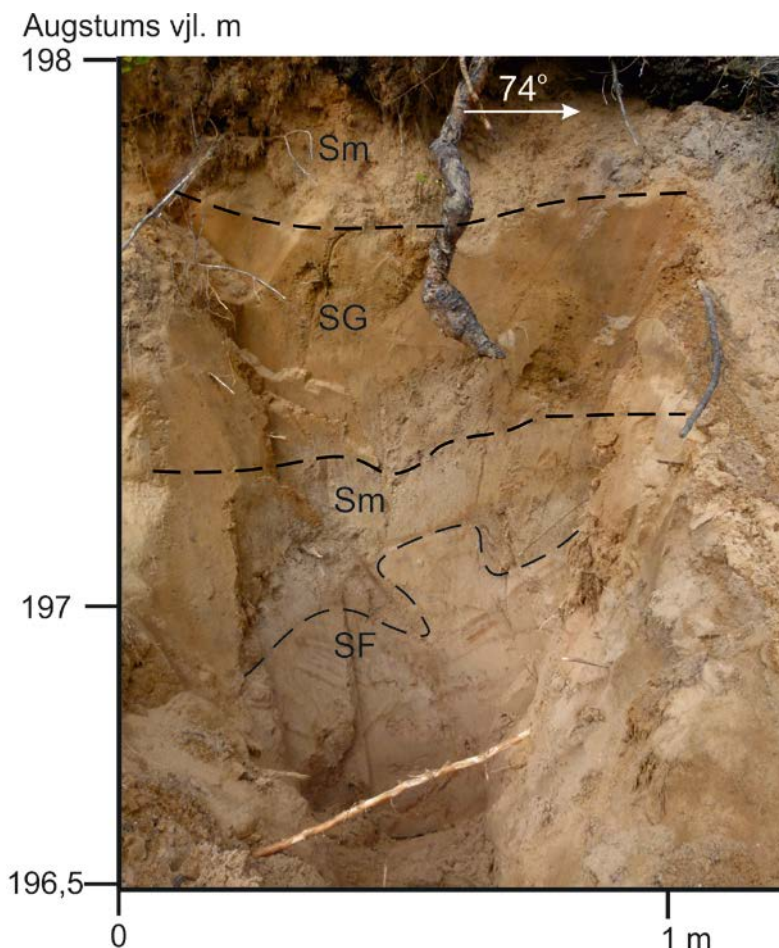
Nedaudz komplicētāka situācija ir Augšrauna glaciālā ezera teritorijā Gāršu apkaimē (4.6. attēls). Šajā teritorijā glaciolimniskie nogulumu (aleirīts un smalkgraudaina smiltis ar aleirītu) atrodas augstumā no 200 m līdz 224 m vjl. Teritorijas hipsometriski augstāk novietotajā daļā, kvartāra nogulumu kartē (Juškevičs, 2000b), ir uzrādīta glaciģēno nogulumu izplatība. Tomēr lauka novērojumi pie Gāršu mājām (25°31'19,219"E 57°12'20,675"N) (4.6. attēls) to neapstiprina. Netālu no Gāršu mājām atsegumā dīķa krastā (4.7. attēls) redzams, ka glaciģēnie nogulumu iegul 2-2,5 m dziļumā no zemes virsmas. Uz morēnas smilšmāla uzguļ zilganpelēki māli, atsegumā nav novērojama krasa pāreja no smilšmāla uz glaciolimnisko mālu. Nogulumos nav redzamas deformācijas vai traucēti saguluma apstākļi. Tādējādi māls visdrīzāk uzkrājies pieledāja ezerā, nevis virsledāja ezerā. Virs zilganpelēkā māla uzguļ gaiši brūns mālains aleirīts (4.7. attēls).



4.7. attēls. Glaciolimnisko nogulumu atsegums dīķa krastā dienvidrietumos no Gāršu mājām (foto: Vitālijs Zelčs). Apzīmējumi: F - zilganpelēki māli; Fm - aleirīts masīvs; Dm - zemledāja diamiktons masīvs.

Figure 4.7. Outcropped sequence of glaciolacustrine sediments underlain by massive subglacial diamicton south-west of the Gāršas Farmhouse (photo: Vitālijs Zelčs). Legend: F - slate-blue clay; Fm - massive silt; Dm - massive till.

Gāršas apkārtnē Kleķeru glaciālā ezera teritorijas dienvidaustrumu daļā, zemes virsmas kritums vērsts dienvidu virzienā. Šo ezera daļu šķērso arī Melnupe, kurai glaciolimniskā līdzenuma teritorijā ir vāji izteikta palieņtipa ieleja. Visticamāk, ka pa Melnupi ir notikusi glaciālā ezera drenāža dienvidu virzienā. Spriežot pēc glaciolimnisko nogulumu izplatības un saistības ar ielejveida pazeminājumiem, tad pie augstākajiem līmeņiem glaciālais ezers varēja drenēties arī pa Vilkates upes ieleju Jaunītes virzienā uz Amatas augštecē izvietoto Rāmuļu glaciālo ezeru (4.6. attēls). Lielākā glaciālā ezera teritorijas daļa vērsta ziemeļrietumu virzienā, un tā drenāža notikusi uz Rauņa augštecē esošo Augšrauņa glaciālo ezeru. Par to liecina nogulumu saguluma apstākļi Rauņa karjerā ($25^{\circ}29'24,142''E$ $57^{\circ}12'50,937''N$) (4.6.attēls). Tā atsegumā aptuveni 1,7 - 1,2 m no zemes virsmas iegūļ smalkgraudaina smilts ar aleirītu, uz tām uzguļ smalkgraudaina un vidējgraudaina smilts (4.8. attēls). Augstāk sastopama rupjgraudaina smilts ar granti un atseguma pašu augšējo daļu veido masīva dažādgraudaina smilts ar retiem oļiem. Smalkgraudainie nogulumi atseguma apakšējā daļā (4.8. attēls) ataino hidrodinamiski mierīgu vidi, visticamāk, glaciālā ezera dziļāko daļu, bet augšējās daļas grantainās smilts nogulumi uzkrājušies ūdens plūsmas apstākļos.



4.8. attēls. Glacioakvālo nogulumu augšējās daļas uzbūve atsegumā Rauņa karjerā. Apzīmējumi: SF - smilts ar aleirītu; Sm - smilts masīva; SG - grantaina smilts.

Figure 4.8. Internal structure of the topmost part of the glacioaquatic sediments exposed in the Raunis quarry. SF - silty sand; Sm - massive sand; SG - gravelly sand.

Tekstūras ir neizteiktas, kā rezultātā nebija iespējams veikt slāņojuma mērījumus. Turklāt viss apakšējais slānis izskatās nedaudz deformēts, kas būtu skaidrojams, nevis ar ledāja tiešu darbību, bet gan ar pašu nogulumu noslīdēšanu. Augstāk esošā masīvā smiltis

un grantainā smilts ataino nogulumu uzkrāšanās vides apstākļu hidrodinamisko aktivizāciju, kas noslēgumā kļuva mierīgāka, uz ko norāda pats augšējais masīvās smilts slānis. Ūdens straumju spēka pieaugumu varēja izraisīt divas sedimentācijas apstākļu izmaiņas. Pirmkārt, pastiprinoties ledāja kušanai, pieauga no tā plūstošo ledājūdeņu daudzums, kā rezultātā pieauga ūdens straumes spēks, kā rezultātā tika transportēti rupjgraudaināki nogulumi. Atkāpjoties ledāja malai, attālinājās arī ledājūdeņu noplūšanas avots, kā rezultātā atsegumā būtu redzami smalkgraudaināki nogulumi. Otrs skaidrojums ir, ka sedimentācijas apstākļu izmaiņas ir saistāmas ar Gāršas apkārtnē esošā glaciālā ezera noplūšanu ziemeļu virzienā uz zemāk esošo Augšrauna glaciālo ezeru. Jāpiezīmē, ka Rauņa karjera apkārtnē, zondējumos konstatēts aleirīts un smalkgraudaina smilts, kas netika konstatēts atseguma augšējā daļā. Tas varētu liecināt, ka karjerā konstatētie rupjgraudainie nogulumi veidojušies spēcīgās ūdens straumēs, kas iegrauzušās glaciolimniskajos nogulumos. Tādā veidā ir skaidrojams, kādēļ atseguma augšējo daļu neveido glaciolimniskie nogulumi, kuri ir sastopami hipsometriski nedaudz augstākā un arī zemākā līmenī karjera apkārtnē.

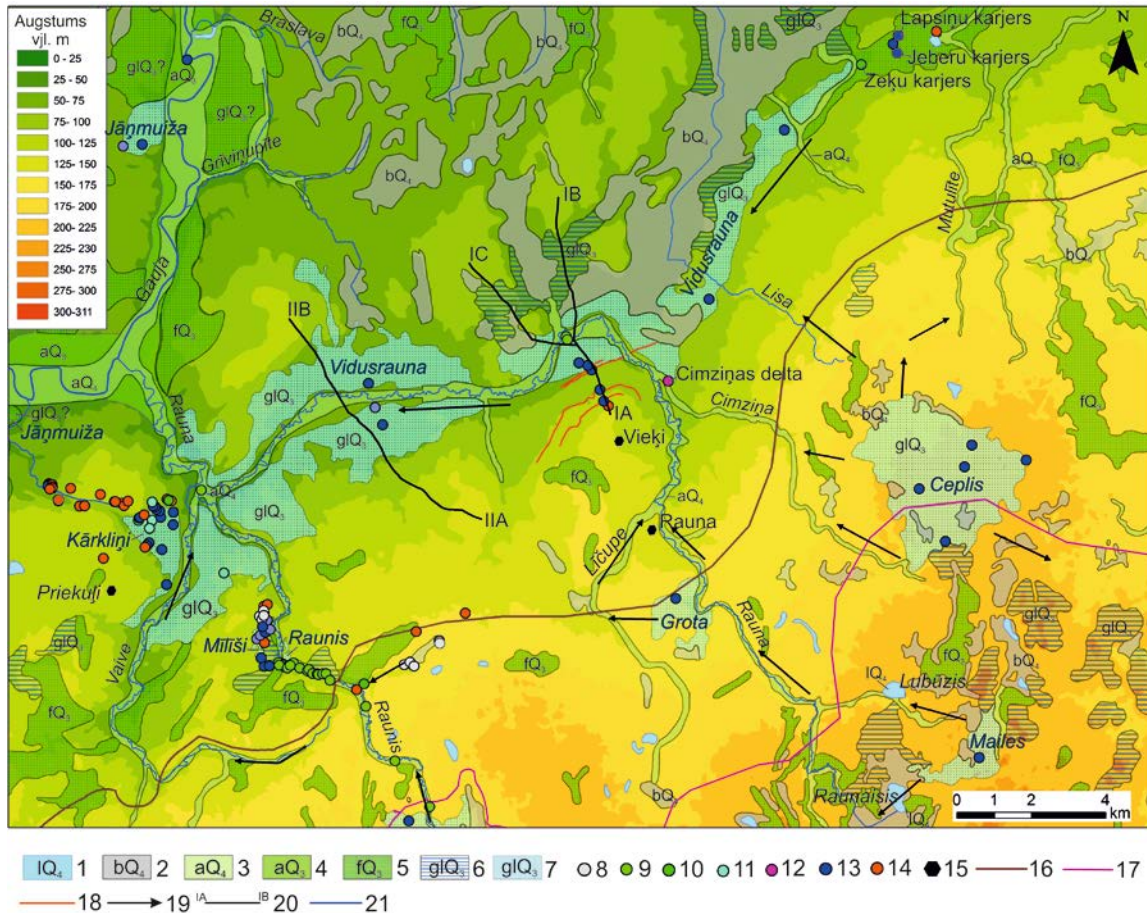
Veicot vairākus zondējumus, Rauņa augštecē (4.6.attēls) netika konstatēta glaciofluviālo nogulumu izplatība. Zondējumu rezultāti liecina par aleirīta un smalkgraudainas smilts ar aleirītu, kā arī māla izplatību visā areālā, kas agrāk sastādītajās kvartāra nogulumu kartēs uzrādīts kā glaciofluviālas izcelsmes nogulumu izplatības areāls (Juškevičs, 2000b). Augšrauna glaciālā ezera teritorijā glaciolimniskie nogulumi hipsometriski atrodas no 170 līdz 188 m vjl. Mūsdienu zemes virsma pazeminās ziemeļu virzienā. Spriežot pēc mūsdienu zemes virsmas saposmējuma, glaciālā ezera drenāža notika pa Rauņa ieleju uz Dzirnupītes ieplaku, pa kuru ūdens drenējies tālāk dienvidrietumu virzienā pa Vaives augšteci uz Vaives ieleju.

Raunas augšteces un vidusteces apvidus paleoezeri

Vidusraunas un Augšraunas apvidus teritorijā mūsdienu virsmā visaugstāk 210-220 m vjl. novietoti Mailes glaciālā ezera nogulumi (4.9. attēls). Ziemeļu daļā tie robežojas ar Kalna Pīkaiņu plakanvirsas mālpauguru. Ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Juškevičs, Skrebels, 2002) Mailes glaciālā ezera teritorijā nogulumi ir interpretēti kā glaciofluviālie nogulumi. Lauka pētījumos tika noskaidrots, ka nogulumus veido dažus desmitus centimetrus biezs aleirīts, zem kura paguļ smalkgraudaina smilts ar nelielu vidējgraudainas smilts piejaukumu. Glaciālā ezera drenāža sākotnēji varēja veidoties dienvidrietumu virzienā uz Raunaiša ezera ieplaku (4.9. attēls), turpmākā ūdens drenāža veidojās pa Raunu. Ziemeļrietumu virzienā no Mailes glaciālā ezera mūsdienu zemes virsmas reljefā redzami iegareni pazeminājumi, pa kuriem, atkāpjoties ledāja malai, visticamāk varēja veidoties glaciālā ezera drenāža uz Lubūža ezera ieplaku. No kuras turpmākā notece veidojās pa Lubūžupītes ieleju uz Raunu.

Ceplā glaciālā ezera nogulumi atrodas no 190 m vjl. ziemeļu daļā līdz 219 m vjl. tā dienvidu daļā un pēc Āboltiņa un līdzautoru (Āboltiņš *et al.*, 1975) domām, kontaktē ar Linkuvas malas veidojumu joslu. Glaciālā ezera atstātais glaciolimniskais līdzenums ir erozijas saposmots. Visticamāk šis saposmējums veidojies, noplūstot glaciālajam ezeram. Mūsdienu zemes virsmas kritums Ceplā glaciālā ezera dienvidu malā pie proksimālā virzienā no Vidzemes augstienes orientētā paugurgrēdu reljefa joslas, kas veidojusies gar ledāja malu Gulbenes oscilācijas fāzes laikā, ir dienvidrietumu, bet nelielā areālā - dienvidaustrumu virzienā. Tādējādi ledājūdeņi pie augstākiem ezera līmeņiem varēja brīvi drenēties dienvidaustrumu virzienā uz Rauzas augšteces pazeminājumu. Atkāpjoties ledāja malai, glaciālā ezera drenāža notika ziemeļrietumu un rietumu virzienā, izveidojot

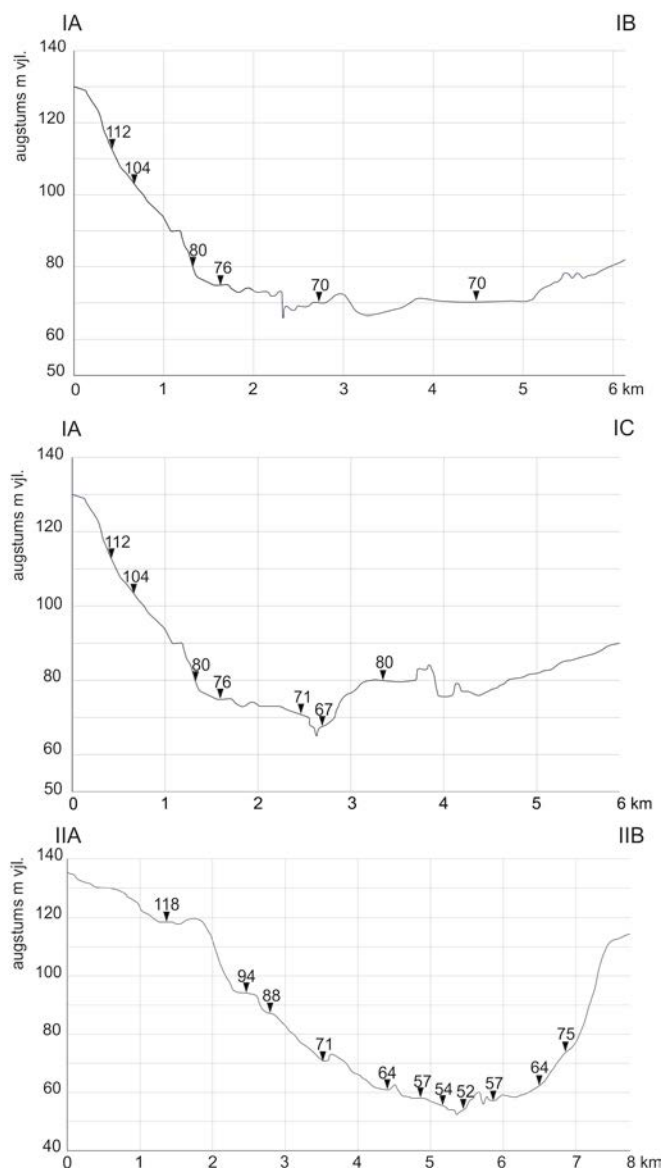
Cimziņas noteces ieleju. Kopumā mūsdienu zemes virsma ziemeļos no glaciolimniskā līdzenuma, ko izveidoja Cepļa glaciālais ezers, ir stipri saposmota. Pie zemākiem glaciālā ezera līmeņiem drenāža varēja veidoties jau arī ziemeļu virzienā pa Mutulītes ieleju. Nelielā ieplakā starp Raunu un Līčupi 150-155 m vjl. izplatīti Grotas glaciālā ezera nogulumu - aleirīts un aleirīts ar smalkgraudainu smilti. Iespējams, nogulumu izplatības areāls ir plašāks un aizņem arī teritoriju gar Līčupes kreiso pamatkrastu. Iespējamā Grotas glaciālā ezera drenāža ir notikusi ziemeļos pa Raunu un Līčupi (4.9. attēls).



4.9. attēls. Raunas augšteces un vidusteces apvidus paleoezeri un lauka studiju vietas. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 - limniskie nogulumu (IQ₄); 2 - purva nogulumu (bQ₄); 3 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ₄); 4 - pēdējā leduslaikmeta beigu posma aluviālie virspalu terašu nogulumu (aQ₃); 5 - glaciofluviālie nogulumu (fQ₃); 6 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 7 - reinterpretētās glaciālā ezeru teritorijas; lauka pētījumos konstatētie nogulumu: 8 - purva nogulumu (bQ₄); 9 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ₄); 10 - glaciofluviālie nogulumu (fQ₃); 11 - glaciofluviāli - glaciolimniskie nogulumu (fQ₃-glQ₃); 12 - deltas nogulumu (gl^dQ₃); 13 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 14 - glaciogēnie nogulumu (gQ₃); 15 - apdzīvotas vietas; 16 - Linkuvas fāzes malas veidojumu josla; 17 - Gulbenes fāzes malas veidojumu josla; 18 - Vidusraunas glaciālā ezera augstākās krasta līnijas (Krievāns et al., 2014b); 19 - drenāžas virziens; 20 - šķērsprofilu vietas 21 - upes. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.9. Location of the palaeolakes and field study sites in the Middle and Upper Rauna district. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - lacustrine deposits (IQ₄); 2 - mire deposits (bQ₄); 3 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 4 - late glacial alluvial deposits of river terraces (aQ₃); 5 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 6 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 7 - reinterpreted areas of glacial lakes; in field observations recognized sediments: 8 - mire deposits (bQ₄); 9 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 10 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 11 - glaciofluvial - glaciolacustrine deposits (fQ₃-glQ₃); 12 - deltaic deposits (gl^dQ₃); 13 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 14 - glaciogenic deposits (gQ₃); 15 - settlements; 16 - Linkuva phase ice-marginal zone; 17 - Gulbene phase ice-marginal zone; 18 - the highest shorelines of the Middle Rauna glacial lake (Krievāns et al., 2014b); 19 - drainage direction; 20 - location of cross-profiles; 21 - rivers. DTM derived from SRTM.

Vidusraunas pazeminājumā, posmā starp Vieķiem un Raunas upi pie Raunas - Mūrmuižas ceļa reljefā izsekojamas četras Vidusraunas baseina krasta līnijas (Krievāns *et al.*, 2014b), kuru augstums ir 112, 104, 80 un 76 m vjl. (4.10. attēls). Raunas labajā krastā mūsdienu zemes virsma atrodas krietni zemākā augstumā nekā kreisajā upes krastā un nepārsniedz 90 m vjl. Jāpiezīmē, ka Raunas labajā krastā izsekojamas divas glaciālā ezera krasta līnijas, kuras atrodas 70 un 80 m vjl. Šķērsprofilā 1A-1B un 1A-1C (4.10. attēls) redzama morfoloģiski labi izteikta, plaša terasveidīga reljefa forma 70-71 m vjl. Profilā 1A-1B Raunas labajā krastā, ziemeļu virzienā no upes gultnes līmenis šādā augstumā ar nelielu saposmījumu izsekojams pat līdz 2,8 km attālumā. Tas varētu norādīt uz zemāko Vidusraunas glaciālā ezera līmeni šajā apvidū.



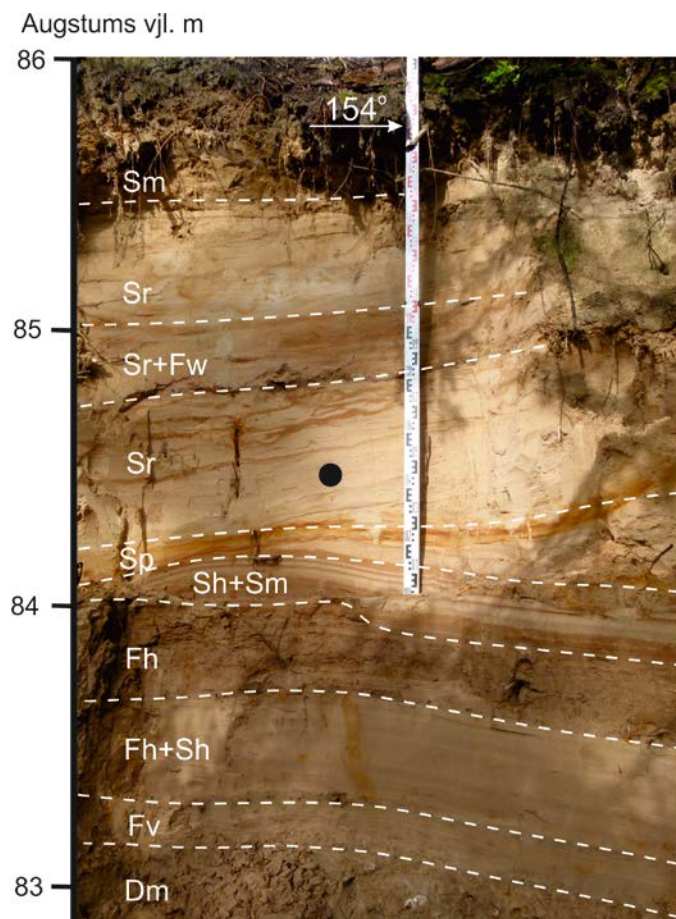
4.10. attēls. Raunas ielejas šķērsprofili. Trijstūri parāda krasta līnijas un terases.

Figure 4.10. Cross profiles of the River Rauna valley. Triangles denote shoreline and terrace levels.

Vidusraunas glaciālais ezers veidojies gar ledāja malu. Par to liecina reljefa augstuma atšķirības paleoezera ziemeļu un dienvidu daļā. Tā drenāžu dienvidu virzienā ierobežoja pret ledāja malu vērsta Mežoles pauguraines ziemeļu nogāze. Ledāja malai atkāpjoties, pazeminājās Vidusraunas glaciālā ezera līmenis un veidojās zemākās krasta

līnijas. Līmeņi 80 un 76, kā arī 70-71 m vjl. izsekojami abos upes krastos. Šķērsprofilā IIA-IIB (4.10. attēls) redzamas vairākas kāples. Augstākie divi līmeņi 118 un 94 m vjl. konstatēti tikai šķērsprofilā, un pašreiz trūkst datu, par to vai tie patiešām ir glaciālā ezera līmeņi vai arī tās ir ar ezeru nesaistītas terasveidīgas reljefa formas, kuras nav izsekojamas lielākā attālumā no to konstatācijas vietas. Pēc ģeoloģiskās kartēšanas materiāliem (Zīverts, Arkharova, 1981) aleirīts fragmentāri izplatīts nelielos nogabalos augstumā 88 m vjl. Šādā augstumā šķērsprofilā Iia-Iib izdalās kāple (4.10. attēls). Tādējādi ir iespējams pieņemt, ka tā ir glaciālā ezera krasta līnija. No ģeoloģiskās kartēšanas materiāliem (ibid.) izriet, ka Raunas labajā krastā aleirīts ir izplatīts nelielos apgabalos līdz 75 m vjl. Šāds iespējams ezera līmenis fragmentāri izsekojams topogrāfiskajā kartē un parādās šķērsprofilā Iia-Iib (4.10. attēls). Lauka pētījumos konstatēts, ka zemākais glaciālā ezera līmenis augšpus Rauņa ietekai Raunas pazeminājumā, ir 62 m vjl. Zemākas terasveidīgās reljefa formas no 52 līdz 57 m ir Raunas virspalu terašu fragmenti.

Ar Vidusraunas glaciālo ezeru saistīta arī Cimziņas upes delta ($25^{\circ}36'27,979''E$ $57^{\circ}21'28,72''N$). Tā pieguļ Cimziņas labajam pamatkrastam (4.9. attēls), aptuveni 600 m no tās ietekas Raunā. Labā upes pamatkrasta augstums ir 8 m. Atsegumā tā lielāko daļu veido morēnas mālsmilts, uz kuras uzguļ glaciolimniskie un aluviālie nogulumi. Virs morēnas uzguļošajā slānī, ko veido aleirīta un māla slāņmija (4.11. attēls), izsekojamas 25 varves.



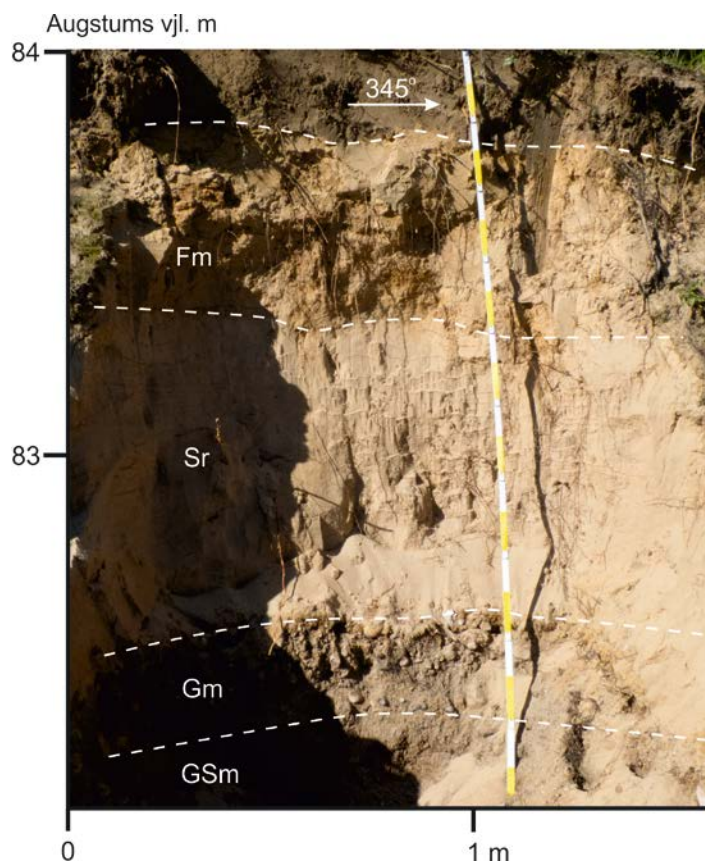
4.11. attēls. Cimziņas deltas iekšējā uzbūve Raunas labajā pamatkrastā. Apzīmējumi: Fv - aleirīts, māls ar slokšņu struktūru; Fh - aleirīts horizontāli slāņots; Fw - aleirīts viļņoti slāņots; Sh - smilts horizontāli slāņota; Sm - smilts masīva; Sp - smilts diagonāli plakanslāņota; Sr - smilts ripsnoti slīpslāņota; Dm - diamikttons masīvs.

Figure 4.11. Internal structure of the River Cimziņa delta on the right bank scarp. Legend: Fv - silt and clay in varves; Fh - parallel laminated silt; Fw - wavy laminated silt; Sh - parallel laminated sand; Sm - massive sand; Sp - planar cross-bedded sand; Sr - ripple cross-laminated sand; Dm - massive till.

Aleirīta un māla slāņmiju pārklāj smalkgraudainas smilts un aleirīta slāņmija, kura kopumā ietver 75 ritmus. Augstāk griezumā veido aleirītiskas smilts ar rupja aleirīta un māla slāņmiju. Kopumā tajā ir saskaitīti vismaz 20 ritmi. Iepriekš aprakstītie slāņi veidojušies glaciolimniskos apstākļos un liecina, ka Vidusraunas pazeminājumā glaciolimniskie nogulumu ir izplatīti krietni plašākā teritorijā, nekā tas agrāk ir bijis norādīts (skat. salīdzinājumam Juškevičs, 2000b). Ņemot vērā slāņmiju skaitu, glaciolimniskie nogulumu ir veidojušies vismaz 120 sezonu laikā. Virs glaciolimniskajiem nogulumiem uzguļ masīvas un horizontāli slāņotas smalkas smilts slāņmija (4.11. attēls).

Augstāk griezumā atsedzas diagonāli slāņotas smalkgraudainas līdz vidējgraudainas smilts slānis. Šie slāņi ir veidojušies ūdens straumju darbības rezultātā, kas visticamāk ieplūdušas Vidusraunas glaciālajā ezerā no dienvidaustrumiem pa Cimziņas upes ieleju. Nākamo slāni veido ripsnota, smalkgraudaina smilts ar nelielu vidējgraudainas smilts piejaukumu. Augstāk uzguļ ripsnota, smalkgraudaina smilts ar nedaudz viļņotiem aleirīta starpslāņi. Nākamo slāni veido smalkgraudaina ripsnota smilts, bet griezuma pašu augšējo slāni veido smalkgraudaina masīva smilts.

Zeķu karjerā (25°41'52,718"E 57°26'2,702"N) 1,4-1,7 m dziļumā no zemes virsmas konstatēta grants ar oļiem, kas uzguļ uz nelīdzenas morēnas smilšmāla virsmas. Virs masīvā grants slāņa uzguļ ripsnota, vidējgraudaina smilts ar nelielu smalkgraudainas smilts piejaukumu (4.12. attēls). Šajā slānī redzamas nelielas 40-50 cm platas erozijas un aizpildījuma gultnes. Veiktie slāņojuma mērījumi liecina, ka ūdens straumes plūdušas rietumziemeļrietumu virzienā.

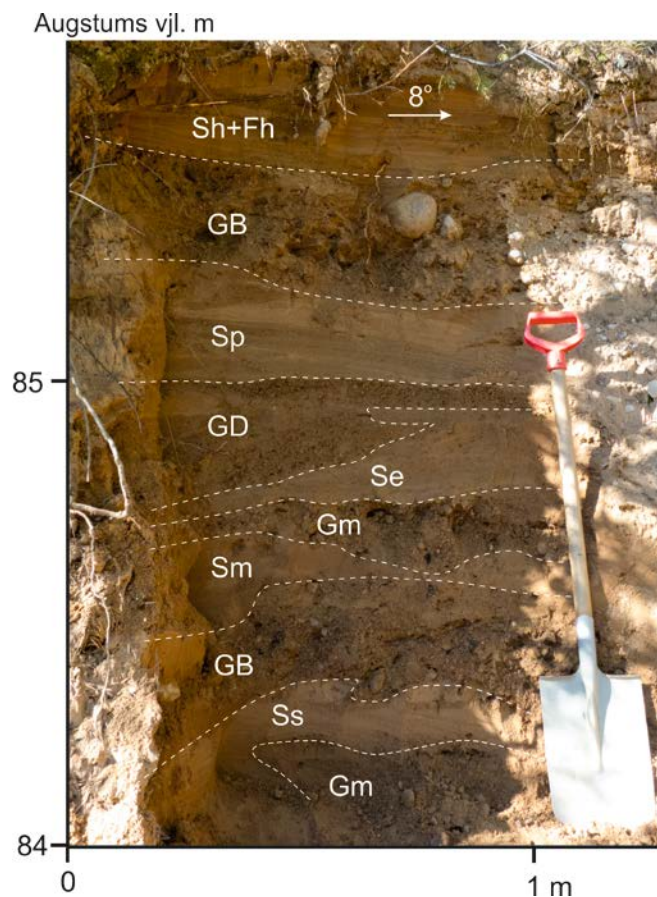


4.12. attēls. Zeķu karjera virsējās daļas iekšējā uzbūve. Apzīmējumi: Fm - aleirīts masīvs; Sr - smilts ripsnoti slīpslāņota; GSm - smilšaina grants masīva; Gm - grants masīva

Figure 4.12. Internal structure of the topmost part of the Zeķi quarry. Legend: Fm - massive silt; Sr - ripple cross-laminated sand; GSm - massive sandy gravel; Gm - massive gravel.

Augstāk griezumā veido masīvs aleirīts ar nelielu aleirītiskas smilts piejaukumu (4.12. attēls). Jāpiezīmē, ka ripsnotās smilts un aleirīta kontakts ir praktiski horizontāls. Karjera austrumu daļā tā pamatnē aptuveni 5 m no zemes virsmas atsedzas grants ar nelieliem laukakmeņiem. Atkāpjoties ledājam, veidojās morēnas pauguri, grants ar oļiem veidojās straujās ledājūdeņu plūsmās. Ripsnotās smilts slānis liecina, ka ledājūdeņu straumes pamazām apsīka. Augšējais masīvā aleirīta slānis norāda uz hidrodinamiski mierīgiem sedimentācijas apstākļiem, kas visticamāk varēja pastāvēt tikai stāvoša ūdens baseinā.

Aptuveni 1 km no Zeķu karjera atrodas Jeberu karjers (4.9. attēls) (25°42'51,387"E 57°26'10,483"N). Šī pamestā karjera sienas apakšējā daļā atsedzas grants un vidējgraudainas smilts slāņi, kas virzienā uz augšu nomaina viens otru (4.13. attēls). Tos pārklāj horizontāli slāņotas aleirītiskas smilts un aleirīta kārtiņu mija. Kopumā griezumā izdalās pieci ritmi. Pirmā ritma apakšējo daļu veido masīva grants, uz kuras uzguļ vidējgraudaina līdz rupjgraudaina smilts. Šajā slānī veiktie slāņojumu mērījumi norāda, ka ledājūdeņu straumes plūdušas ziemeļrietumu virzienā.

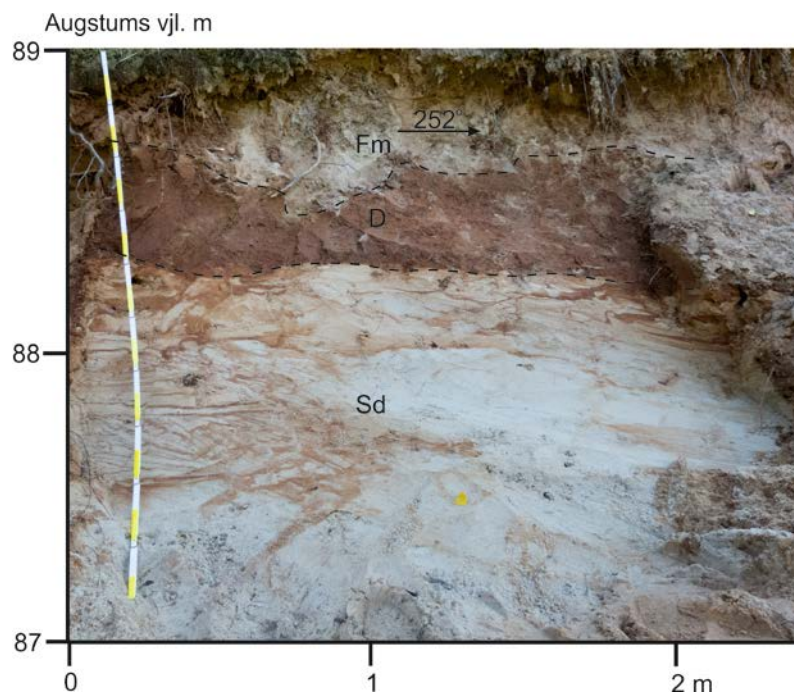


4.13. attēls. Jeberu karjera augšējās daļas iekšējā uzbūve. Apzīmējumi: Fh - aleirīts horizontāli slāņots; Ss - smilts ar vājiem erozijas iegrauzumiem un vāji izveidotu diagonālu slīpslāņojumu; Se - smilts ar vājiem iegrauzumiem un neizveidotu slīpslāņojumu; Sm - smilts masīva; Sh - smilts horizontāli slāņota; Gm - grants masīva; GB - grants ar oļiem; GD - grants diamiktonveidīga.

Figure 4.13. Internal structure of the topmost part of the Jeber quarry. Legend: Fh - parallel laminated silt; Ss - scour-fill sand; Se - erosional scour fill; Sm - massive sand; Sh - parallel laminated sand; Gm - massive gravel; GB - bouldery gravel; GD - diamictic gravel.

Otru ritmu veido nedaudz mālaina grants ar oļiem, bet ritmu noslēdz vidējgraudaina līdz rupjgraudaina masīva smilts (4.13. attēls). Nākamais ritms sastāv no masīvas grants un smilts ar neizteiktu slāņojumu. Ceturtā ritma apakšējā daļā atsedzas grants ar lielu māla piejaukumu, kas, visdrīzāk, veidojās pārsātinātā ledājūdeņu plūsmā. Uz grants uzguļ vidējgraudaina līdz rupjgraudaina diagonāli plakanslāņota smilts. Slāņojumu mērījumi šajā smilti slānī norāda, ka ledājūdeņu straumes plūdušas dienvidaustrumu virzienā. Pēdējo ritmu veido mālaina grants ar oļiem un retiem laukakmeņiem, kuru pārklāj horizontāli slāņota aleirīta un smalkgraudainas smilts slāņmija (4.13. attēls). Visi atsegumā izdalītie ritmi sākas ar erozijas kontaktu. Nogulumu sagulums, izņemot pašu augšējo slāni, liecina, ka tie veidojušies ledāja malas tuvumā. Aleirīta un smalkgraudainās smilts slāņmija liecina par hidrodinamiski mierīgiem sedimentācijas vides apstākļiem, kas varēja pastāvēt pieledāja ezerā.

Lapsiņu karjers ($25^{\circ}42'57,354''E$ $57^{\circ}26'24,695''N$) atrodas 450 m uz ziemeļrietumiem no Jeberu karjera (4.9. attēls). Lapsiņu karjera atseguma augšējo daļu veido 0,55 m biezs masīva aleirīta ar nelielu aleirītiskas smilts piejaukumu slānis. Zem aleirīta paguļ morēnas mālsmilts ar nelieliem oļiem (4.14. attēls).



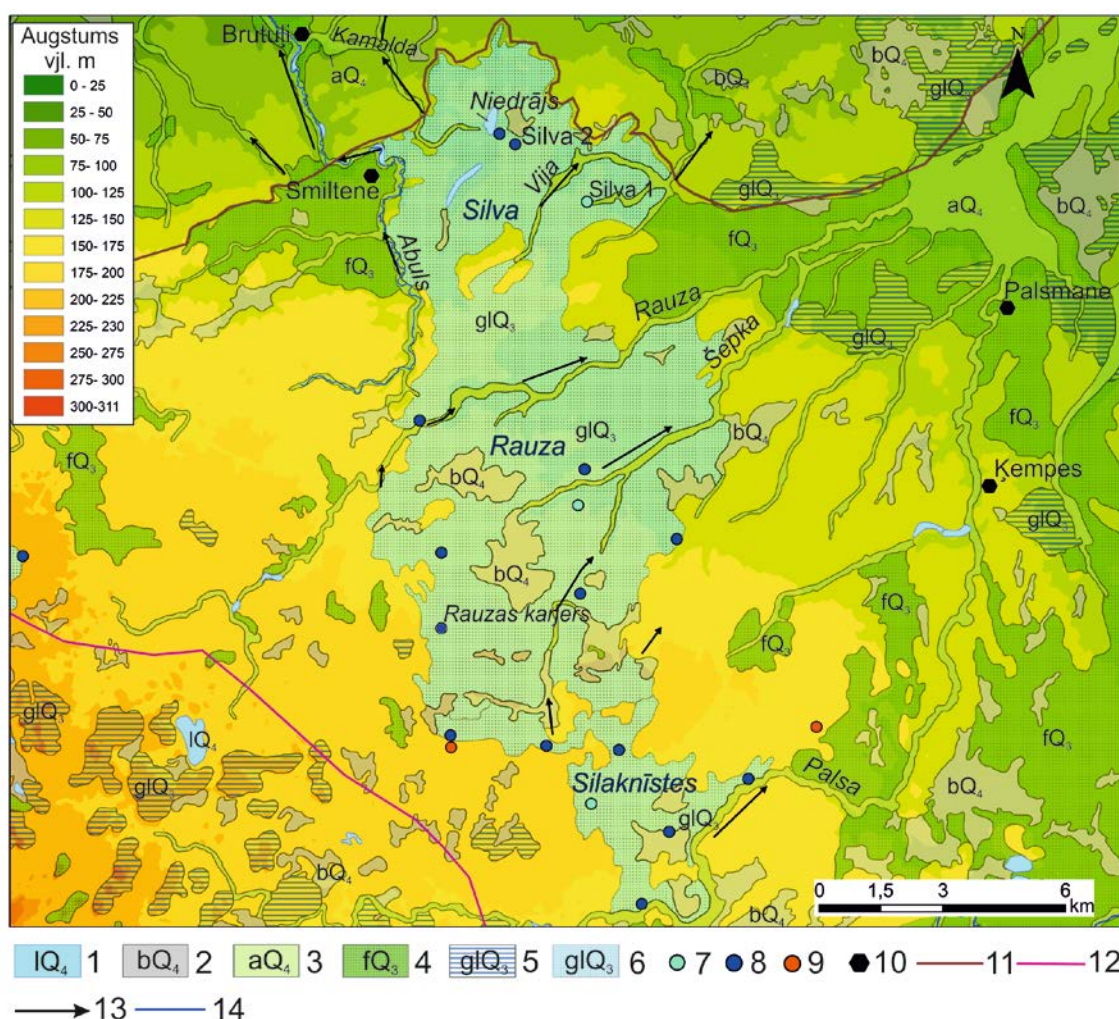
4.14. attēls. Lapsiņu karjera augšējās daļas iekšējā uzbūve. Apzīmējumi: Fm - aleirīts masīvs Sd - smilts deformēta; D - diamiktons.

Figure 4.14. Internal structure of the topmost part of the Lapsiņas quarry. Legend: massive silt; Sd - deformed sand; D - diamicton.

Zemāk griezuma daļu veido deformēta smalkgraudaina smilts ar vidējgraudainas smilts piejaukumu (4.14. attēls) un vidējgraudaina līdz rupjgraudaina deformēta smilts. Mērījumi zem morēnas kontakta ar paguļošo smilti liecina, ka diamiktona paguļslānis ir deformēts no rietumiem ledāja radītā stresa ietekmē. Iespējams, ka morēnas vaļņi Lapsiņu apkārtnē ir veidojušies Linkuvas fāzes deglaciācijas laikā. Pašlaik Linkuvas ledāja marginālā josla tiek vilkta vairāk uz dienvidiem (4.9. attēls) hipsometriski augstākā līmenī.

Silvas, Rauzas un Silaknīstes apvidus glaciālie ezeri

Lauka pētījumos tika konstatēts, ka teritorijā dienvidaustrumos no Smiltenes, kas atrodas uz Vidzemes augstienes ziemeļaustrumu nogāzes, glaciofluviālie līdzenumi un kēmu pauguraines raksturojas ar saposmējumu, kas morfoloģiski ļoti līdzinās erozijas un glaciokarsta saposmotam reljefam. Šajā teritorijā pēc morfoloģijas, bet galvenokārt pēc ledājkūšanas ūdeņu nogulumu tekstūras un struktūras tika nodalīti trīs glaciolimnisko nogulumu apgabali. Vistālāk uz dienvidiem atrodas Silaknīstes glaciālā ezera teritorija (4.15. attēls).

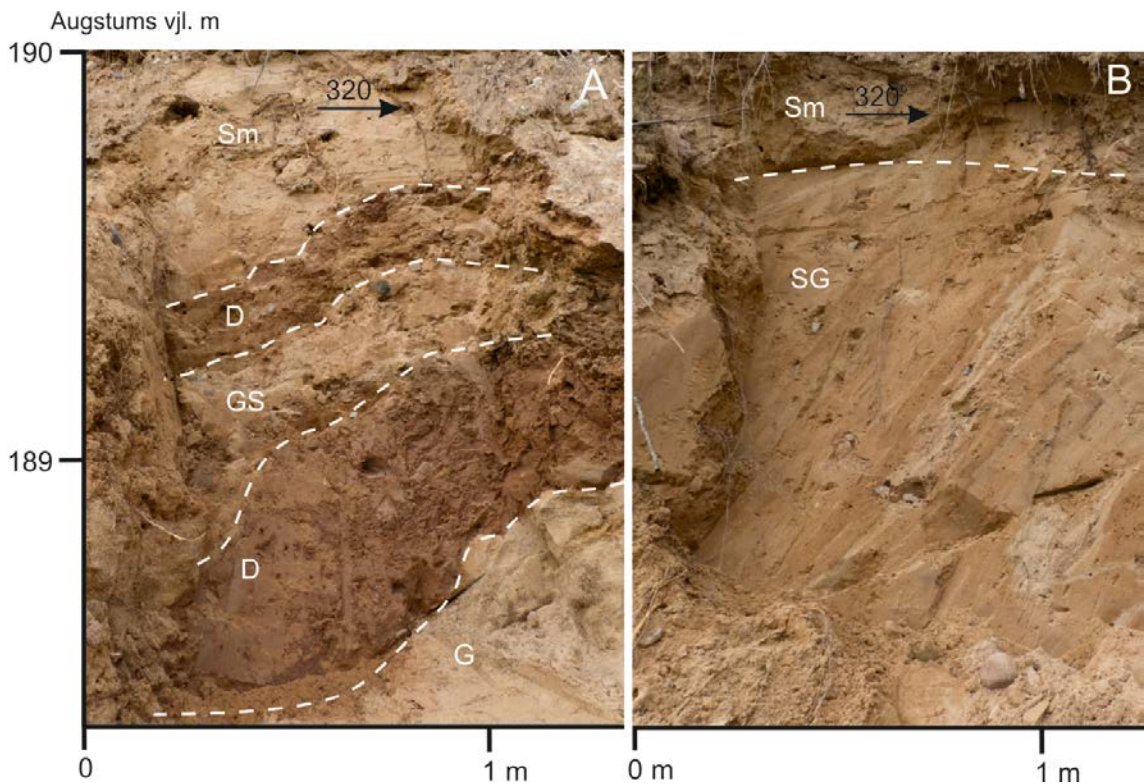


4.15. attēls. Silvas, Rauzas un Silaknīstes apvidus glaciālo ezeru novietojums. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 - limniskie nogulumu (IQ₄); 2 - purva nogulumu (bQ₄); 3 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ₄); 4 - glaciofluviālie nogulumu (fQ₃); 5 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 6 - reinterpretētās glaciālo ezeru teritorijas; lauka pētījumos konstatētie nogulumu: 7 - glaciofluviāli - glaciolimniskie nogulumu (fQ₃-glQ₃); 8 - glaciolimniskie nogulumu (glQ₃); 9 - glaciogēnie nogulumu (gQ₃); 10 - apdzīvotas vietas; 11 - Linkuvas fāzes malas veidojumu josla (Zelčs *et al.*, 2011, ar autora papildinājumiem); 12 - Gulbenes fāzes malas veidojumu josla; 13 - drenāžas virziens; 14 - upes. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.15. Location of glacial lakes in the vicinity of Silva, Rauza and Silaknīste. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - lacustrine deposits (IQ₄); 2 - mire deposits (bQ₄); 3 - postglacial alluvial deposits (aQ₄); 4 - glaciofluvial deposits (fQ₃); 5 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 6 - reinterpreted areas of glacial lakes; in field observations recognized sediments: 7 - glaciofluvial - glaciolacustrine deposits (fQ₃-glQ₃); 8 - glaciolacustrine deposits (glQ₃); 9 - glaciogenic deposits (gQ₃); 10 - settlements; 11 - Linkuva phase ice-marginal zone (Zelčs *et al.*, 2011, with the author's corrections); 12 - Linkuva phase ice-marginal zone; 13 - drainage direction; 14 - rivers. DTM derived from SRTM.

Mūsdienu zemes virsma pazeminās dienvidaustrumu un austrumu virzienā. Glaciolimniskie nogulumi sastopami no 163 m vjl. dienvidaustrumu daļā līdz 186 m vjl. ziemeļrietumos. Silaknīstes apkārtnē pārsvarā izplatīta smalkgraudaina smilts ar aleirīta piemaisījumu, smalkgraudaina smilts, vai arī smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts. Silaknīstes glaciālais ezers visticamāk drenējies pa Palsas ieleju ziemeļaustrumu un austrumu virzienā.

Rauzas glaciālā ezera teritorijā (4.15. attēls) pārsvarā izplatīta smalkgraudaina smilts ar aleirīta piemaisījumu un smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts. Smalkgraudainie nogulumi izplatīti no 136 m vjl. Rauzas glaciālā ezera ziemeļrietumu daļā līdz 206 m vjl. dienvidrietumos. Mūsdienu zemes virsma hipsometriski augstākā daļa ir diezgan saposmota. Rauzas karjerā (25°56'41,758"E 57°19'4,711"N) 1,7 m no zemes virsmas iegul smalkgraudaina līdz rupjgraudaina grants, uz kuras uzguļ sablīvējuma morēna (4.16a. attēls). Nolaidenā un erozijas saposmotā līdzenuma uzbūve liecina par intensīvu sanesu materiāla pienesumu no ārpusledāja teritorijas, t.i. Vidzemes augstienes puses.



4.16. attēls. Rauzas karjera augšējā daļā atsegto ledāja nogulumu uzbūve (A); tās pašas daļas atsegums 4 m ziemeļrietumos no atseguma A (B). Apzīmējumi: Sm - smilts masīva; SG - grantaina smilts; GS - smilšaina grants; G - grants; D - diamiktons.

Figure 4.16. Internal structure of glacial deposits exposed in the topmost part of the Rauza quarry (A); the analogue section located 4 m north-west from section A (B). Legend: Sm - massive sand; SG - gravelly sand; GS - sandy gravel; G - gravel; D - diamicton.

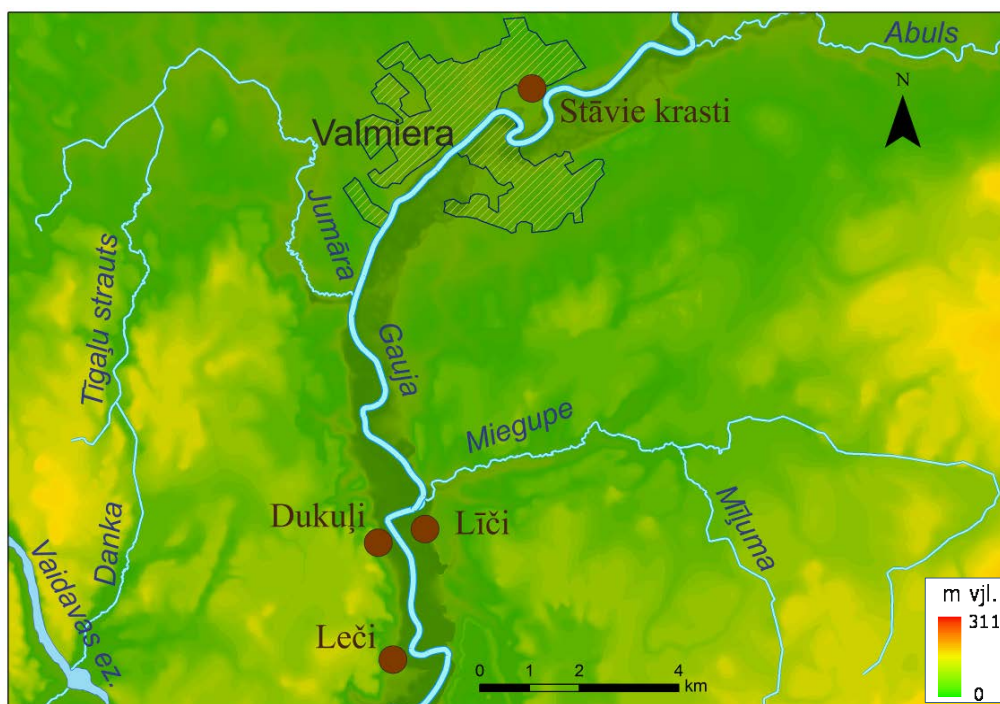
Mērījumi uz glaciālā diamiktona un smilts kontakta rāda, ka apakšējo nogulumu deformācijas struktūra ir veidojusies no ziemeļiem vērsta ledāja spiediena ietekmē. Augstāk atsedzas smilšaina grants, kontakts ar sablīvējuma morēnas paguļslāni krīt dienvidu virzienā. Smilšainās grants augšējā daļā redzams labi izteikts erozijas kontakts. Nākamo slāni veido vidējgraudaina līdz rupjgraudaina smilts, kuru pārsedz smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts. Blakus esošā atseguma (4.16b. attēls), kas atrodas 4 m pa labi

no iepriekš aprakstītā attīrījuma, apakšējo daļu veido dažādgraudaina smilts ar nelielu grants piejaukumu un oļiem. Slānī izsekojama uz dienvidiem vērsta bīdes zona ar nelīdzenu izvagotu kontaktu. Rauzas karjera apkārtnē mūsdienu zemes virsmas saposmījumu veido apraktais reljefs. To veido glaciofluviālie un glaciģenie nogulumi, kas veidojušies netālu no ledāja malas. Ledājam atkāpjoties, veidojās hidrodinamiski mierīgāki apstākļi un uzkrājās smalkgraudainie nogulumi. Tie pārklāja ledāja malas tuvumā uzkrājušos nogulumus. Visticamāk Rauzas karjers atrodas blakus recesijas morēnas grēdas augstākajai daļai. Tās zemāko daļu pārklāj glaciolimniskie nogulumi. Glaciālais ezers varēja drenēties ziemeļaustrumu virzienā pa Rauzas un Šepkas ielejām. Iespējams, pie augstākiem līmeņiem ezera drenāža varēja notikt arī uz Abula augšteces pazeminājumu.

Hipsometriski viszemāk atrodas Silvas glaciālā ezera klātā teritorija (4.15. attēls). Glaciolimniskie nogulumi tajā izvietojusies augstumā no 102 m vjl. glaciālā ezera ziemeļu malā līdz 172 m vjl. tā dienvidos. Mūsdienu zemes virsmas kritums vērsts ziemeļu un ziemeļaustrumu virzienā. Silvas apkārtnē kvartāra nogulumu segas augšējo daļu veido smalkgraudaina smilts ar aleirītu un vidējgraudaina smilts. Skatrumā Silva 1 (26°0'49,441"E 57°24'54,912"N) (4.15. attēls) atsedzas horizontāli slāņota vidējgraudaina smilts un diagonāli slīpslāņota vidējgraudaina līdz rupjgraudaina smilts. Slīpslāņojuma mērījumi rāda, ka ūdens straumes plūdušas ziemeļziemeļaustrumu virzienā. Tas norāda, ka glaciālā ezera drenāža veidojusies uz Vijas ieleju. Silva 2 skatrumā (25°58'59,564"E 57°25'44,374"N) (4.15. attēls) vidējgraudainā smiltī veiktie mērījumi liecina, ka drenāža veidojusies ziemeļaustrumu virzienā uz Niedrāja ezera pazeminājumu. Diezgan garā joslā glaciālā ezera teritorija pieguļ Abula ielejai, tādējādi ezera drenāža varēja veidoties pa Abula ieleju ziemeļu virzienā uz Smiltēni, no kurienes turpmākā drenāža veidojās ziemeļrietumu virzienā. Silvas glaciālā ezera drenāža veidojās arī pa Kamaldas ieleju uz Abulu.

4.2. Lejas Gaujas senielejas pēdējā leduslaikmeta noslģguma posma nogulumu un terases

Gaujas ielejas Valmieras – Murjāņu posmā ir izsekojams virspalu terašu kompleks, ko O. Āboltiņš (1971) apvieno Siguldas terašu spektrā. Vislabāk saglabājušās šī kompleksa četras apakšējās terases, kuras veidojušās leduslaikmeta beigu posmā un holocēnā (Āboltiņš *et al.*, 2011). Līdz pat mūsdienām valda uzskats par visu Gaujas virspalu terašu veidojošo nogulumu aluviālu izcelsmi (Ābolkalns *et al.*, 1960; Āboltiņš, 1971). Gaujas ielejas posma starp Valmieru un Murjāņiem veidošanās aizsākās Linkuvas ledāja fāzes deglaciācijas laikā (Āboltiņš, 1971), aptuveni pirms 15,2 tūkst. kalend. gadu p.m. (Āboltiņš *et al.*, 2011). Lielmģroga (M 1:50 000) un vidģjmģroga (1:200 000) ģeolģgiskās kartģšanas darbos ir iegģti pierādģjumi par daudz plašāku glacioakvālo veidojumu izplatģbu Rauņa augštecģ, Amatas, Lģgatnes un Skaļupes ieleju lejtecģs, kuri tika klasificģti un kartģti kā glaciofluviālie (fluvioglaciālie - pģc tajā laikā pieņemtās terminolģģijas) nogulumu (Straume *et al.*, 1981b). Sakarā ar augstākiem Gaujas palu lģmeņiem pģdģjo gadu palu laikā izveidojusies virkne jaunu, agrāk nezināmu atsegumu. Tie ļauj veikt detālus Gaujas ielejas ģeolģgiskās uzbģves pģtģjumus III un zemāko terašu lģmenģ. Kā redzams tālāķajā šģs apakšnodaļas izklāstā, šo jaunāko pģtģjumu rezultāti ir likuši pārvģrtģt agrākās nogulumu ģenģtģskās interpretācijas. Jaunāķie rezultāti, kuri balstās uz to nogulumu litofaciālo analģzi, kuri atrodas starp Valmieru un Grģviņupģtes ieteku, liecina par Gaujas III virspalu terases cokolu veidojošo nogulumu glaciolimnisku izcelsmi. Šāda veida pierādģjumi ir ģģti, izpģtot Stāvo krastu, Dukuļu, Lģču un Leču atsegumus, kuru atrašanās vietas ir parādģtas 4.17. attģlā.



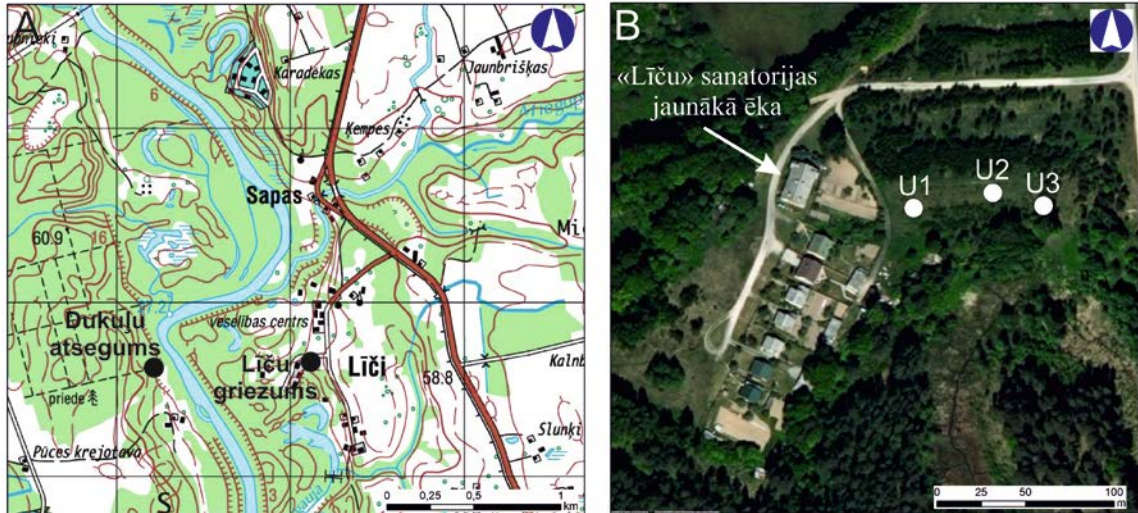
4.17. attēls. Atsegumu un ģeoloģiskā griezuma atrašanās vietas Gaujas ielejas posmā Valmiera-Grīviņupītes ieteka. Apzīmējumi: brūnā krāsā iekrāsotie aplīšiem parāda detāli pētīto atsegumu novietojumu un nosaukumus. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.17. Location of outcrops and geological cross-section at the River Gauja valley between Valmiera and Grīviņupīte mouth. Legend: brown colored circles show location and name of outcrops studied in details. DTM derived from SRTM.

Līču griezumš

Sanatorijas „Līči” apkaimē, Gaujas kreisajā krastā trešā virspalu terase atrodas 38-40 m vjl., kas ir 11 – 14 m virs Gaujas normālā ūdens līmeņa. Terases platums sasniedz 300 m un tā ir labi izsekojama līdz 1500 m garā ielejas posmā. Pirmie pētījumi par virspalu terases uzbūvi un tās nogulumos konstatētajām augu atliekām veikti pagājušā gadsimta sešdesmito gadu sākumā (Ābolkalns *et al.*, 1960). Veicot ģeoloģisko urbšanu un šurfēšanu ($25^{\circ}24'9,916''E$ $57^{\circ}27'41,623''N$) apmēram 400 m uz dienvidiem no Līču sanatorijas galvenās ēkas un ap 100 m uz dienvidaustrumiem no sanatorijas jaunās dzīvojamās ēkas (4.18. attēls), smalkā smiltī 38,5 m vjl. konstatēti augu atlieku ieslēgumi (Ābolkalns *et al.*, 1960). Ģeoloģisko griezumš, kura dziļums ir 4,35 m, veido smalka līdz ļoti smalka smilts. Augu atliekas tika atrastas ģeoloģiskā griezumš intervālos no 2,91 m līdz 3,16 m un no 3,47 m līdz 4,35 m no zemes virsmas.

Šajā pašā vietā tika ievākti augu makroskopisko atlieku paraugi un veikta to vecuma noteikšana ar radioaktīvā oglekļa datēšanas metodi. Iegūtie rezultāti liecina, ka šo Gaujas trešajā virspalu terasē atrasto augu makroskopisko atlieku vecums ir 10535 ± 250 (Ri-33) un 10282 ± 250 (Ri33A) ^{14}C gadi p.m. (Stelle *et al.*, 1975a, c). Izmantojot IntCal09 radioaktīvā oglekļa vecuma kalibrēšanas līknes (Reimer *et al.*, 2009), kalibrētais augu makroskopisko atlieku vecums ir intervālā no 11013 līdz 9460 (Ri-33) un 10659 līdz 9312 (Ri33A) gadiem p.m.

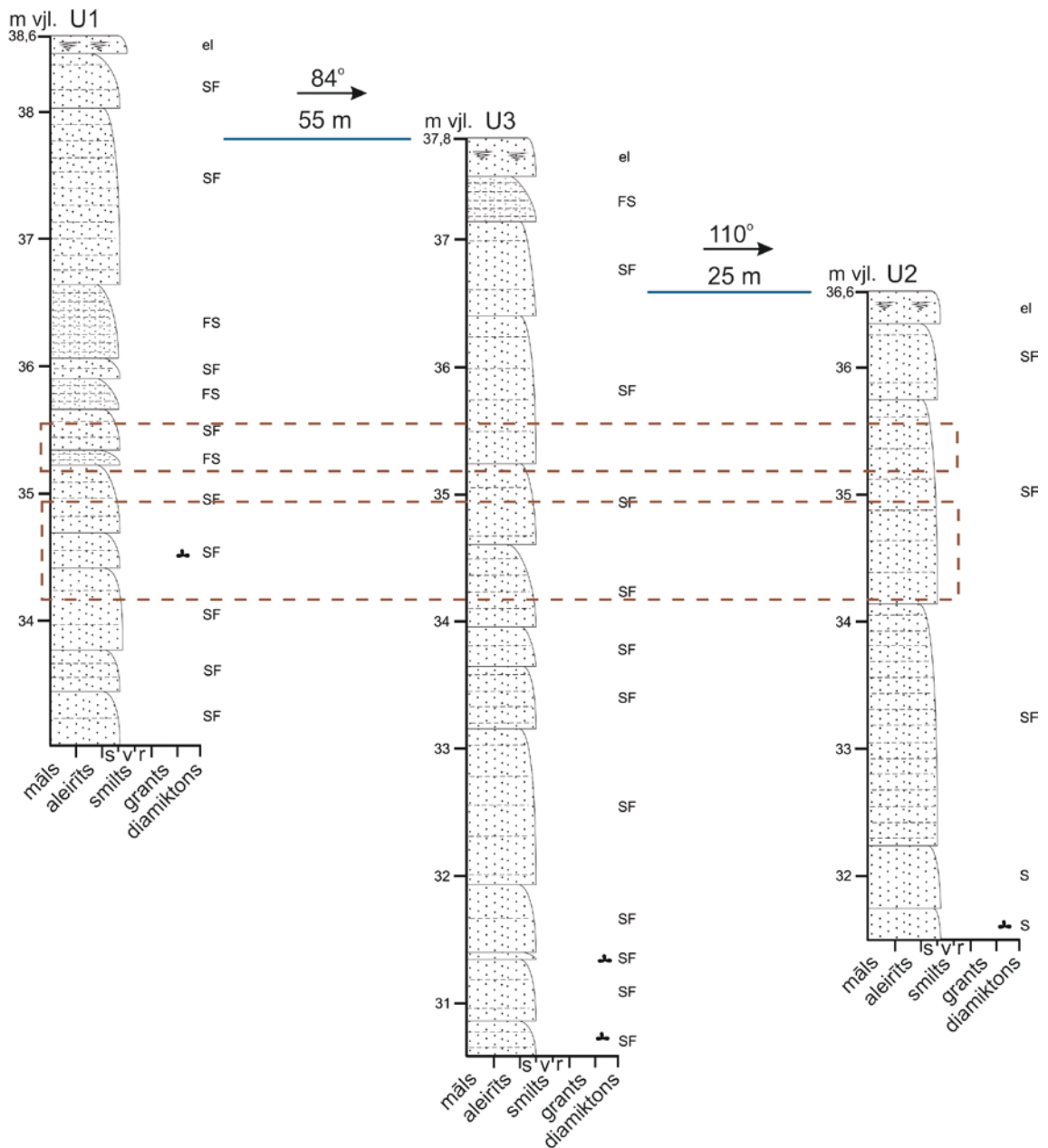


4.18. attēls. Dukuļu atseguma un Līču griezuma novietojums (A) un urbumu izvietojums pie sanatorijas Līči (B).

Figure 4.18. Location of the Dukuļu outcrop and the Līču cross-section (A), and emplacement of boreholes near the Līču sanatorium (B).

Savulaik minētie Gaujas III virspalu terases cokolā iegūtie datējumi tika vērtēti kā nozīmīgi, taču ņemot vērā senāko radioaktīvā oglekļa noteikšanas paņēmieni metodiskās nepilnības (Blockley *et al.*, 2007; Bronk Ramsey, 2008, 2009), no mūsdienu viedokļa tie ir nedroši. Pati organisko atlieku atradumu vieta ir pietiekami nozīmīga, tāpēc Līču sanatorijas apkaimē tika veikti atkārtoti lauka pētījumi. Pirms to uzsākšanas tika intervēts O. Āboltniņš (pers. kom.) un precizēta nogulumu paraugošanas vieta pēc publicētajām fotogrāfijām, aprakstiem un shēmām. Jaunā ģeoloģiskā griezuma iegūšanai tika izdarīti trīs urbumi. Tie atradās 55 m, 110 m, 135 m un 140 m A no sanatorijas "Līči" jaunākās dzīvojamās ēkas. Balstoties uz šo urbumu datiem, tika izveidots ģeoloģiskais griezums. Šī ģeoloģiskā griezuma lielāko daļu veidoja smalka smiltis ar aleirītu un aleirīta slāņmija (4.19. attēls).

Stipri izkliedētas augu makroskopiskās atliekas tika atrastas gandrīz visos trijos urbumos intervālos no 3,19 m līdz 4,19 m un no 6,93 m līdz 7,21 m dziļumā no zemes virsmas, t.i. 35,39-34,39 m un 30,92-30,64 m vjl. No urbumiem iegūtais augu makroskopisko atlieku daudzums izrādījās nepietiekams, lai veiktu to vecuma noteikšanu ar AMS ^{14}C metodi. Parauga ievākšana, ir iespējama, ierīkojot līdz pat 7-8 m dziļu skatrakumu, taču bezspiediena pazemes ūdeņu līmenis urbumos ir 5 m. Augu makroskopiskās atliekas saturoši nogulumu atrodas pazemes ūdeņu piesātinājuma zonā, un šie ūdeņi satur kalcija hidroģēnkarbonātu, tāpēc nevar izslēgt, ka nogulumu ir piesārņoti ar jaunāku radioaktīvo oglekli.

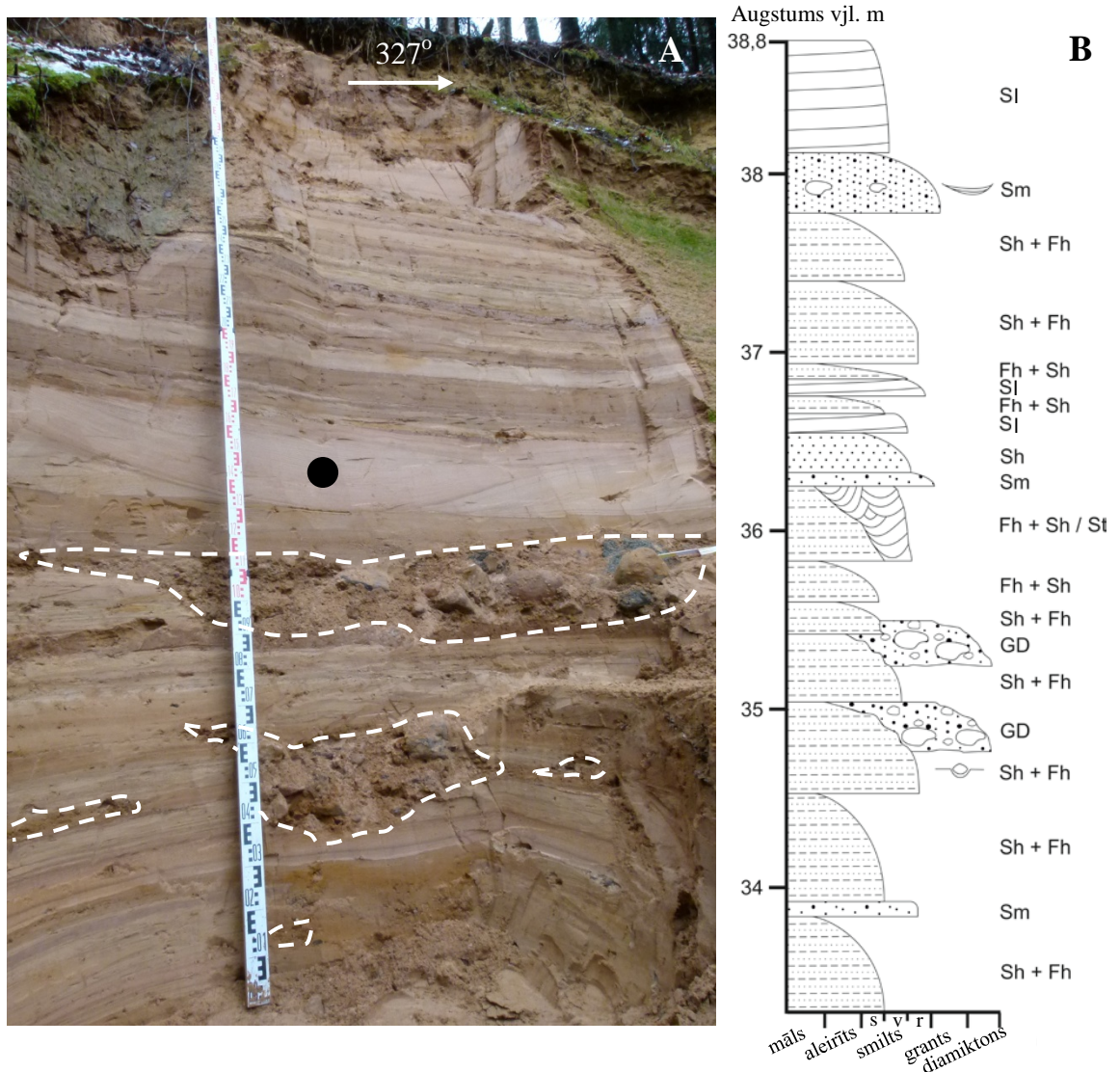


4.19. attēls. Līču griezumā. Griezuma atrašanās vietu skat. 4.18. attēlā. Apzīmējumi: skaitļi virs zilajām līnijām parāda attālumu starp ģeoloģiskajiem urbumiem; ar pārtrauktu līniju iekonturētie taisnstūri norāda augu makroskopisko atlieku atradumu intervālus agrākajos pētījumos (Ābolkalns *et al.*, 1960; Stelle *et al.*, 1975a, c); el – augsne; S – smilts; SF – smilts ar aleirītu; FS – smilšains aleirīts; melnās lapiņas – izkliedētas augu makroskopiskās atliekas.

Figure 4.19. Geological cross section in the vicinity the Līči Sanatorium. See Figure 4.18. for location. Legend: numbers over blue lines shows a distance between test boreholes; rectangles with dashed line show findings of macroscopic remains in previous studies (Ābolkalns *et al.*, 1960; Stelle *et al.*, 1975a, c); S – sand; SF – sand with silt; FS – sandy silt; black leaves disperse plant remains.

Dukuļu atsegums

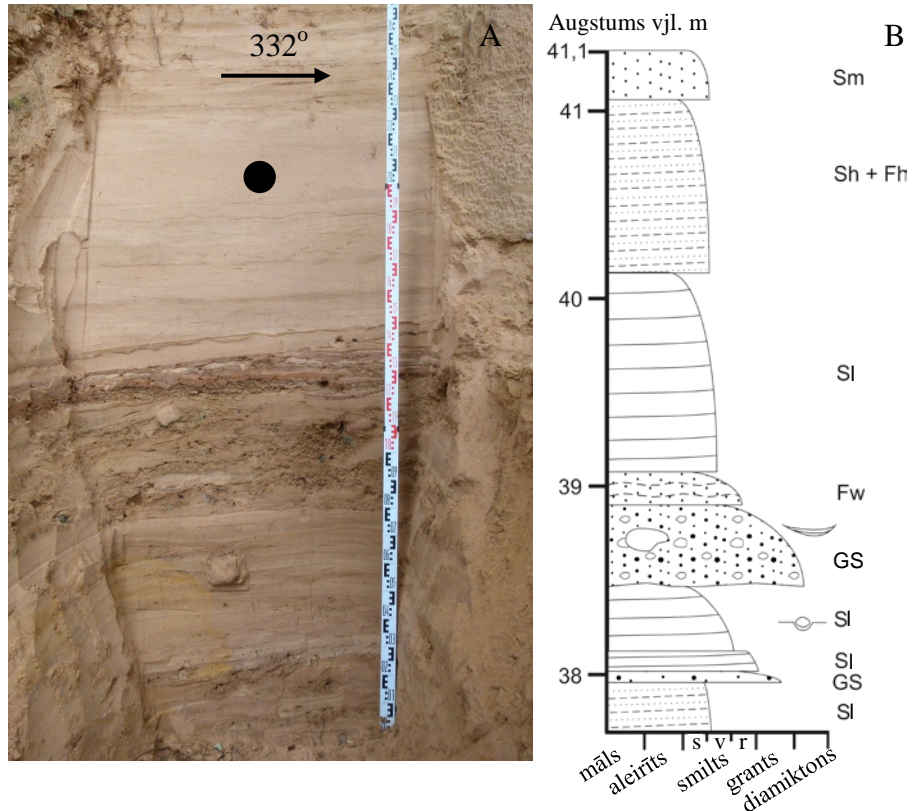
Ņemot vērā, ka Gaujas trešās virspalu terases nogulumu izcelsme ir diskutabla, tika veikta cokolu veidojošo nogulumu detāla izpēte Dukuļu atsegumā (25°23'16,654"E 57°27'45,267"N). Tas atrodas Gaujas labā krasta ielokā, 400 m Z no Dukuļu mājām, iepretī sanatorijas Līči jaunākajai dzīvojamajai ēkai (sk. 4.18. attēlu). Atsegumā atsedzas Gaujas III virspalu terasi veidojošie nogulumi. Šajā atsegumā 4,1 m virs upes līmeņa un 33,30 m vjl., ir novērojama smalkas smilts un aleirīta ar māla starpkārtām slāņmija (4.20. attēls).



4.20. attēls. Gaujas labā krasta III virspalu terases cokola uzbūve Dukuļu atsegumā (A) un nogulumu litofācijas (B). Apzīmējumi: GD – diamiktonveidīga grants; Sl – smilts lēzeni slīpslāņota; Sm – smilts masīva; Sh – smilts horizontāli slāņota; St – smilts muldveidīgi slāņota; Fh – aleirīts horizontāli slāņots; ar balto pārtraukto līniju iezīmētās ablācijas morēnas lēcu kontūras; melnais aplis - OSL paraugu ievākšanas vieta.

Figure 4.20. Lithological composition (A) and sedimentary log (B) at the Dukuļi Farmhouse on the terrace III of the right bank of the River Gauja. Legend: GD - diamictic gravel; Sl – low-angle cross-bedded sand; Sm – massive sand; Sh – horizontally bedded sand; St - trough cross-bedded sand; Fh – parallel laminated silt; dashed line shows contour of supraglacial till lenses; black dot shows OSL sampling site.

Nogulumu atsegtās daļas biezums sasniedz 4,5 m. Terases cokolu veidojošie nogulumi raksturojas ar virkni pazīmju, kas norāda uz to glaciolimnisku izcelsmi. To sastāvs, tekstūras un litofāciju analīze liecina par nogulumu glaciolimnisku un nevis aluviālu izcelsmi, kā tas tika konstatēts iepriekšējos pētījumos (Ābolkalns *et al.*, 1960; Stelle *et al.*, 1975a, c). Griezuma augšējās 2,2 m veido smalka smilts ar aleirīta piejaukumu. Tajā vērojamas vāji izteiktas straumju un viļņu ripsnojuma tekstūras (4.21. attēls).



4.21. attēls. Nogulumu griezumā augšējās daļas uzbūve Dukuļi atsegumā (A) un tās litofācijas (B). Apzīmējumi: GS – smilšaina grants; Sm – smilts masīva; Sh – smilts horizontāli slāņota; SI – smilts lēzeni slīpslāņota; Fh – aleirīts horizontāli slīpslāņots; Fw – aleirīts viļņoti slāņots; melnais aplis – OSL paraugu ievākšanas vieta.

Figure 4.21. Lithological composition (A) and sedimentary log (B) of the upper part of the section in the Dukuļi outcrop. Legend: GS - sandy gravel; Sm - massive sand; Sh - horizontally bedded sand; SI - low-angle cross-bedded sand; Fh - parallel laminated silt; Fw - wavy laminated silt; black dot shows OSL sampling site.

Iepriekšējos pētījumos (Ābolkalns *et al.*, 1960; Āboltiņš, 1971) tiek uzskatīts, ka apskatītā slāņkopa ir uzkrājusies aluviālās akumulācijas rezultātā, tāpēc nogulumi tiek interpretēti kā vecupes un palienes fācijas veidojumi. Tomēr jaunākie pētījumi Gaujas labā krasta atsegumā ziemeļos no Dukuļi mājām liecina par nogulumu uzkrāšanos paleobasēnā, kas, iespējams, robežojies ar aprimuša ledus blāķiem, par kuriem liecina griezumā redzamās ablācijas tipa morēnas lēcas. Deformāciju trūkums nogulumos liedz domāt par ablācijas morēnas lēcu atslāņošanu un nogulsnešanu baseinā no peldoša, ar diamiktona joslām piesātināta, ledāja ledus blāķa. Tikai atseguma augšdaļā smalkās smiltis ar aleirīta piejaukumu slānis (sk. 4.21. attēls), kurā novērojams vāji izteikts straumju un viļņu ripsnojums, liecina par aluviālu vai aluviāli-limnisku nogulumu uzkrāšanās vidi, kas visticamāk pastāvēja, paleobasēna noplūdes laikā. Pēc šī notikuma sākās Gaujas ielejas iegrašanās un erozijas terašu veidošanās. Kā liecina ģeomorfoloģiskās liecības (sk. Āboltiņš, 1971), tad upei iegrauzoties, tās gultne pakāpeniski sašaurinājās.

Leču atsegums

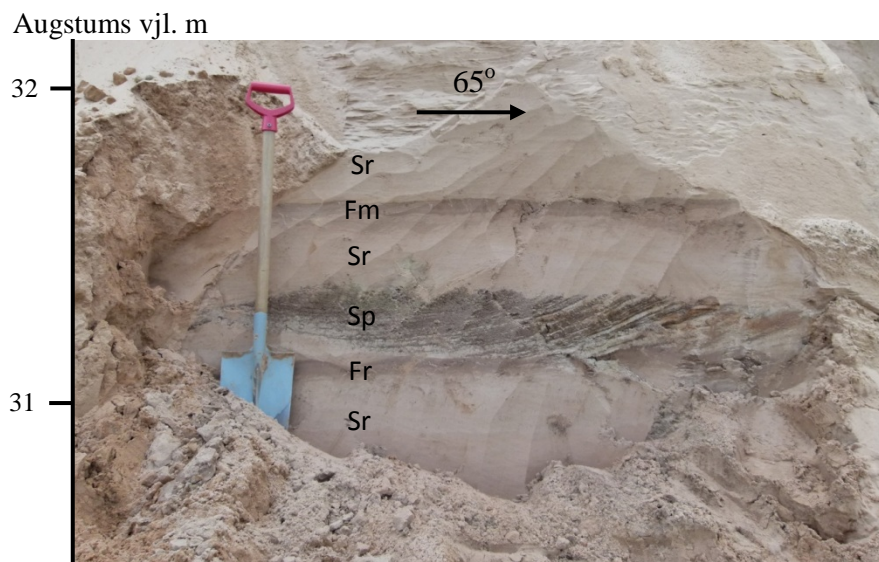
Leču atsegums (25°23'45,406"E 57°26'18,072"N) atrodas Gaujas labajā krastā, 1,5 km ziemeļos no Sietiņieža un 150 m ziemeļrietumos no Leču mājām. Tajā atsedzas zem Gaujas III virspalu terases iegulošie nogulumu. Atseguma augšējā krote atrodas 38,95 m vjl. Tā platums sasniedz 150 m, un tas paceļas 7-9 m virs upes līmeņa (4.22. attēls). Atseguma apakšējo daļu veido ripsnotas smalkgraudainas smilts slāņi, kas mijas ar vidējgraudainas smilts slāņiem. Smalkākie nogulumu veidojušies zemūdens sērēs, vidējgraudainā smilts norāda, ka tā, visdrīzāk, ir bijusi zarota straumes gultne.



4.22. attēls. Leču atseguma kopskats. Tas izveidojās 2013. gadā pavasarī, palu ūdeņiem lokveidīgi izskalojot Gaujas labo krastu pie Leču mājām.

Figure 4.22. Overview of the outcrop at the Leči Farmhouse. The outcrop occurred in spring 2013, when flood waters archwise rinsed right bank of the River Gauja at the Leči farmhouse.

Atseguma augšējā daļā nogulumos parādās labi izteikts kāpjošais ripsnojums. Tas norāda uz baseina dziļuma samazināšanos. Līdz 2,5 m no augstumam atseguma pamatnes kāpjošo ripsnojumu nomaina masīva smalkgraudaina smilts, virs kuras uzkrājusies slīpslāņota vidējgraudaina smilts. Atseguma ziemeļu daļā, 6,3 m no atseguma virsas, konstatēts gliemežvāku atlūzas saturošs slānis (4.23. attēls). Šī slāņa biezums mainās no 20 līdz 35 cm. Atseguma vidusdaļā 3 m no atseguma pamatnes smalkgraudainas smilts slāņos redzams viļņu ripsnojums. Virzienā uz augšu uz smalkgraudainās smilts slāņiem uzguļ smalkgraudaina smilts ar aleirīta un māla ieslēgumiem. 1,5 m no atseguma virsas uz leju uzkrājusies pelēcīgi brūns māls ar aleirīta piejaukumu. Tas norāda uz ūdens straumes ātruma samazināšanos un ūdens dziļuma palielināšanos.



4.23. attēls. Gliemežvāku atliekas saturošs slānis Leču atseguma ziemeļu daļā, 6 m no zemes virsmas. Mērogā redzamās lāpstas atsegtās daļas augstums ir ap 1,0 m. Apzīmējumi: Fr - aleirīts ripsnoti slīpslāņots; Fm - aleirīts masīvs; Sr - smilts ripsnoti slīpslāņota; Sp - smilts diagonāli plakanslāņota. Figure 4.23. Shells containing layer in northern part of outcrop Leči, 6 m above ground surface (1.0 m). As scale – height of shovel. Legend: ripple cross-laminated silt; Fm - massive silt; Sr - ripple cross-laminated sand; Sp - planar cross-bedded sand.

Nogulumu tekstūras un granulometriskā sastāva īpatnības liecina, ka sākotnēji Leču atsegumu veidojošie nogulumu, uzkrājušies, iespējams, plašā zarotā gultnē vai caurtekošā baseinā. Pakāpeniski ūdens ir kļuvis seklāks. Uz to norāda kāpjošais ripsnojums, bet tad atkal ūdens dziļums pieauga. Par šādu dziļuma apstākļu maiņu liecina masīva un slīpslāņota smilts, kā arī viļņu ripsnojuma tekstūras. Atseguma vidusdaļā un augšdaļā aleirītiskie un mālainie nogulumu uzkrājušies baseinā.

Stāvo krastu atsegums

Stāvo krastu atsegums atrodas vienā no pazīstamākajiem un gleznākajiem Latvijas aizsargājamiem ģeoloģiski ģeomorfoloģiskajiem pieminekļiem - Gaujas stāvkrastā "Stāvie krasti" (25°26'41,6"E 57°32'27,996"N). Atsegums atrodas Valmieras pilsētas teritorijā, 250 m DA lejpus Daliņu mājām. Lai gan stāvkrasta atsegums ir sen jau zināms un tiek uzskatīts par vienu no pilnīgākajiem Gaujas III virspalu terases griezumiem, to veidojošo nogulumu detaļa litofaciālā izpēte un analīze tika veikta pirmo reizi. Agrākos pētījumos (Āboltiņš, 1969, 1971) ir aprakstīts atsegums, kas atrodas Gaujas labajā krastā, 1 km lejpus Abula ietekas un nepilnus 2 km augšpus Daliņu mājām. Tā nogulumu sastāvs un tekstūras ir ļoti līdzīgas Stāvo krastu atsegumam.

Stāvkrastu "Stāvie krasti" veido 280 m gara dabisko atsegumu virkne (4.24.a. attēls). Atsevišķu atsegto posmu augstums svārstās no 10 līdz 15 m, bet platums sasniedz 80 m. 2013. gada palu laikā Gauja paskaloja lielāko „Stāvo krastu” daļu. Tādējādi tika atsegti ar biezu nobiru kārtu segtie nogulumu, kas deva iespēju veikt stāvkrasta veidojošo nogulumu izpēti.

Detalizēta stāvkrastu veidojošo nogulumu izpēte tika veikta upes meandra izliekumā 13,3 m augstā, labi atsegtā upes labā krasta kraujā (sk. 4.24.b. attēlu). Tā augšmala atrodas 43,1 m vjl. Atsegumā atsedzas zem III virspalu terases virsmas izplatītie nogulumu. Griezuma apakšējie 4 m ir klāti ar dažus metrus biezu nobiru kārtu. Lai

nepaaugstinātu stāvkrasta noskalošanas un jaunu nogrūvumu veidošanās risku, šī biežā nobiru kārtā tika saglabāta. Tāpēc detalizēts ģeoloģiskais apraksts un litofāciju pētījumi tika veikti tikai griezumā augšējai daļai, ko veido 9,3 m bieža slāņkopa.

Virs nobirām atsegtajos 7,25 m aprakstītās litofācijas pēc sastāva, tekstūrām un ritmiskām izmaiņām apvienotas 44 nogulumu sedimentācijas ritmos, kuri pēc to īpatnībām veido četras fāciju grupas (4.25. attēls). Tipiski aprakstītie sedimentācijas ritmi sākas ar pagulošā ritma augšējās daļas daļēju vai pilnīgu noskalošanu. Tādējādi ritma apakšējo daļu veido horizontāli slāņota smalkgraudaina līdz aleirītiska smilts ar aleirīta piejaukumu.



4.24. attēls. Stāvo krastu atsegumi (A) un detāli izpētītā atseguma daļa (B)

Figure. 4.24. The outcropped bluffs of Steep Banks (A) and location of the detailed study site (B).

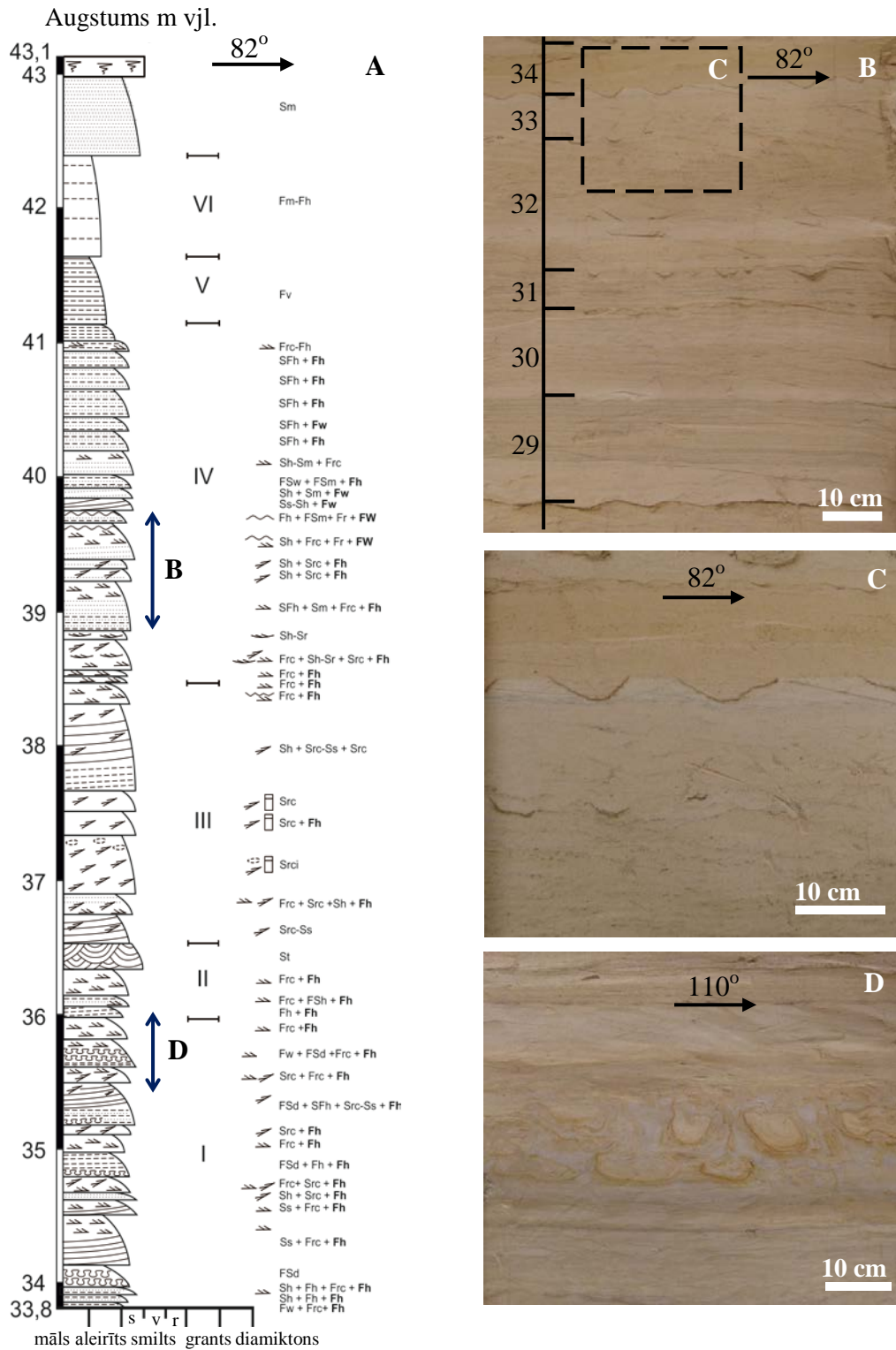
Horizontālais slāņojums, iespējams, liecina nevis par lēnām ūdens plūsmām, bet tieši pretēji par salīdzinoši ātrām plūsmām, kas veidojas ūdens straumju augšējās plūsmas režīmā. Ritmos augšupejošā virzienā samazinās granulometriskais sastāvs un parādās straumju ripsnojums, ritma noslēgumā ripsnojumu pārklāj aleirīta vai mālaina aleirīta kārtiņa. Griezumā vidusdaļā straumju ripsnojums pakāpeniski pāriet sinusoidālajā jeb viļņu ripsnojumā, kuru pārklāj dažus milimetrus bieža mālaina aleirīta kārtiņa. Nākamais ritms sākas ar iepriekšminētās kārtiņas un ripsnojuma daļēju noskalošanu. Atseguma augšējos 2,05 m pēc litoloģiskā sastāva izdalāmas divas fāciju grupas, kuras pārklāj masīvas smilts slānis.

Pirmā fāciju grupa izsekojama no 4 m līdz 6,18 m virs mūsdienu upes līmeņa. Tās apvienojamas 15 sedimentācijas ritmos, kuri no citiem atšķiras ar smalkāku granulometrisko sastāvu, kā arī izdalās četri slāņi ar labi izteiktām atūdeņošanās tekstūrām.

Nākamo grupu no 6,18 m līdz 6,95 m virs mūsdienu upes līmeņa veido četri smalkgraudainas smilts ritmi. Šajā fāciju grupā, salīdzinot ar iepriekšējo, ir labāk izteikts horizontālais slāņojums un sastopams arī slīpslāņojums.

Trešo fāciju grupu no 6,95 m līdz 8,69 m virs Gaujas līmeņa veido 7 ritmi. Tiem raksturīga vienmērīga pāreja no neizteikta ripsnojuma uz labi izteiktu straumju ripsnojumu. Horizontālais slāņojums, kurš veidojies augšējās plūsmas režīmā, sastopams tikai dažos ritmos, turklāt ritmus noslēdzošā dažus milimetrus biežā mālainā aleirīta kārtiņa ir daļēji noskalota.

Nākamā fāciju grupa izsekojama no 8,69 m līdz 11,4 m virs mūsdienu upes līmeņa un to veido 19 sedimentācijas ritmi. Šīs griezumā daļas apakšu veido labi izteikti sedimentācijas ritmi ar horizontālu slāņojumu, straumju ripsnojumu un noslēdzošo mālaina aleirīta slānīti. Augšupejošā virzienā parādās sinusoidālais jeb viļņu ripsnojums, kurš, noslēdzoties izdalītajai fāciju grupai, izzūd.



4.25. attēls. Gaujas labā krasta III virspalu terases nogulumu litofaciālais griezum Stāvajos krastos (A). Apzīmējumi: Sm – smilts masīva; Sh – smilts horizontāli slāņota; St – smilts muldveidīgi slāņota; Ss – smilts ar vāji izteiktu diagonālu slīpslāņojumu; Src – smilts ar kāpjoši ripsnotu slīpslāņojumu; Sr – smilts ripsnoti slīpslāņota; SFh – smilts ar aleirītu horizontāli slāņota; FSm – smilšains aleirīts masīvs; FSw – smilšains aleirīts viļņoti slāņots; FSm – smilšains aleirīts masīvs; FSD – smilšains aleirīts ar deformētu struktūru; Fm – aleirīts masīvs; Fh – aleirīts horizontāli slāņots; Fv – aleirīts ar mālu un slokšņu struktūru; Frc – aleirīts ar smalku kāpjošu ripsnojumu; Fw – aleirīts viļņoti slāņots; I, II, III, IV, V, VI – faciņu asociācijas; B – ritmos apvienotās litofācijas (ar cipariem parādi ritmu numuri); C – daļēji noskalotā ritma augšējā daļa; D – atūdeņošanās tekstūras smilšainā aleirītā.

Figure 4.25. Sedimentary log at the outcrop Stāvie Krasti on the terrace III of the right bank of the River Gauja (A). Legend: Sm - massive sand; Sh - horizontally bedded sand; St - trough cross-bedded sand; Ss – scour – fill sand; Src - climbing-ripple cross-laminated sand; Sr - ripple cross-laminated sand; SFh - horizontally bedded silty sand; FSm - massive sandy silt; FSw - wavy sandy silt; FSm - massive sandy silt; FSd - deformed sandy silt; Fm - massive silt; Fh - parallel laminated silt; FV - silt and clay in varves; Frc - climbing-ripple cross-laminated silt; Fw - wavy laminated silt; I, II, III, IV, V, VI - facies associations; B - described lithofacies combined in sedimentation rhythms (numbers shows sequence of rhythm); C - partial rinsed rhythm's upper part; D - water escape structures in sandy silt.

Piekto fāciju grupu no 11,4 m līdz 11,87 m virs Gaujas līmeņa veido 1 - 2 cm bieža aleirīta ar nelielu aleirītiskas smilts piejaukumu un 0,5-1 cm biezas tumšākas mālaina aleirīta slānīšu mija. Kopumā saskaitāmas vismaz 37 slāņmijas.

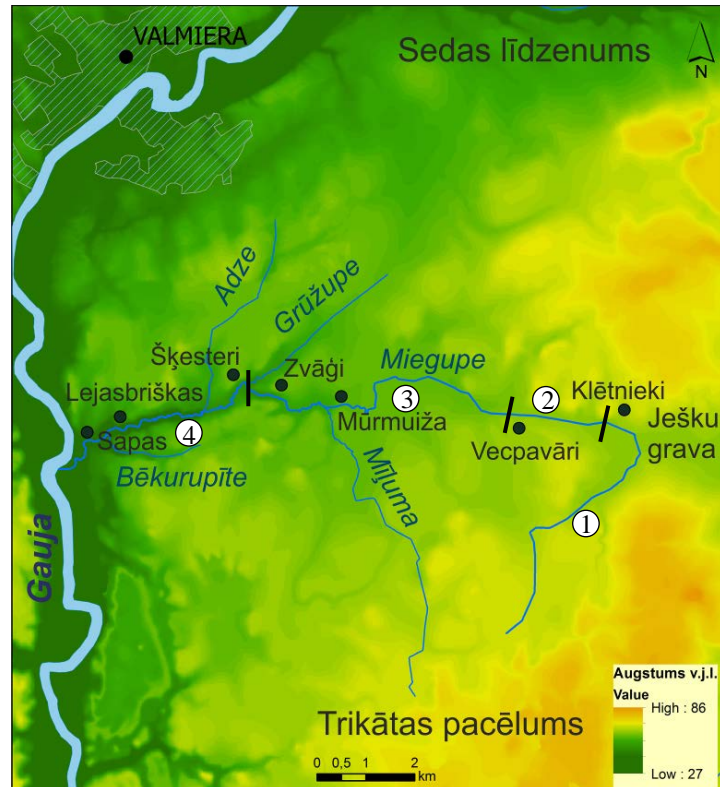
Sekojošo fāciju grupu no 11,87 m līdz 12,63 virs mūsdienu upes līmeņa veido brūnganpelēks māls ar aleirīta piejaukumu, un šajā slānī saskatāmi tumšāki dažus milimetrus biezi horizontāli starpslānīši. Griezums noslēdzas ar 0,7 m biezu masīvu smalkgraudainas smilts ar aleirīta piejaukumu slāni.

Griezuma principiālā uzbūve norāda uz sezonāli mainīgu ūdens plūsmas režīmu un transgresīvu sedimentācijas sistēmu. Par to liecina gandrīz viendabīgais nogulumu granulometriskais sastāvs, tekstūras un labi izšķīramie sedimentācijas cikli, kuru iepriekš aprakstītās uzbūves īpatnības norāda uz ūdens plūsmas stipruma izmaiņām visā sezonu garumā.

4.3. Miegupes ieleja

Miegupe ir Gaujas kreisā krasta pieteka. Tās augštece atrodas ziemeļos no Startu ciema. Miegupe pārsvarā plūst pa Ziemeļvidzemes zemienes Trikātas pacēlumu līdz Strenču līdzenumam (4.26. attēls), kur tā ietek Gaujā. Upes garums ir 20,5 km. Tās ūdensguves baseina platība sasniedz 84 km² (Zīverts, 1995). Aprēķinātais gultnes garenkritums ir 37 m, tādējādi vidējais gultnes kritums ir 1,8 m·km⁻¹.

Neskatoties uz nelielo garumu un pašreizējo gultnes garenkritumu, Miegupe raksturojas ar virkni morfoloģisku īpatnību, kuras radušās tās attīstības agrīnajā posmā. Šīs upes ielejas un tai pieguļošās teritorijas kvartārģeoloģiskās un ģeomorfoloģiskās pētījumu rezultāti iegūti eksogēno procesu un to veidoto reljefa formu kartēšanas gaitā, kā arī analizējot pētījumu teritorijas digitālo zemes virsmas modeli Miegupes posmā no Mūrmuižas dzirnavu dīķim līdz tās ietekai Gaujā. Glaciolimniskie nogulumi ir izplatīti Miegupes labajā krastā. Tomēr tie nav konstatēti M 1:50 000 un M 1:200 000 ģeoloģiskās kartēšanas darbos (Zīverts, 1981; Juškevičs, 2000b). Tāpat lauka darbos zem glaciolimniskajiem nogulumiem tika atrastas pārgulsnētas un izkliedētas augu makroskopiskās atliekas. Tas lika pārskatīt priekšstatus par Miegupes ielejas veidošanos, kas aizsākās Burtņieka ledusloka Linkuvas fāzes deglaciācijas laikā.



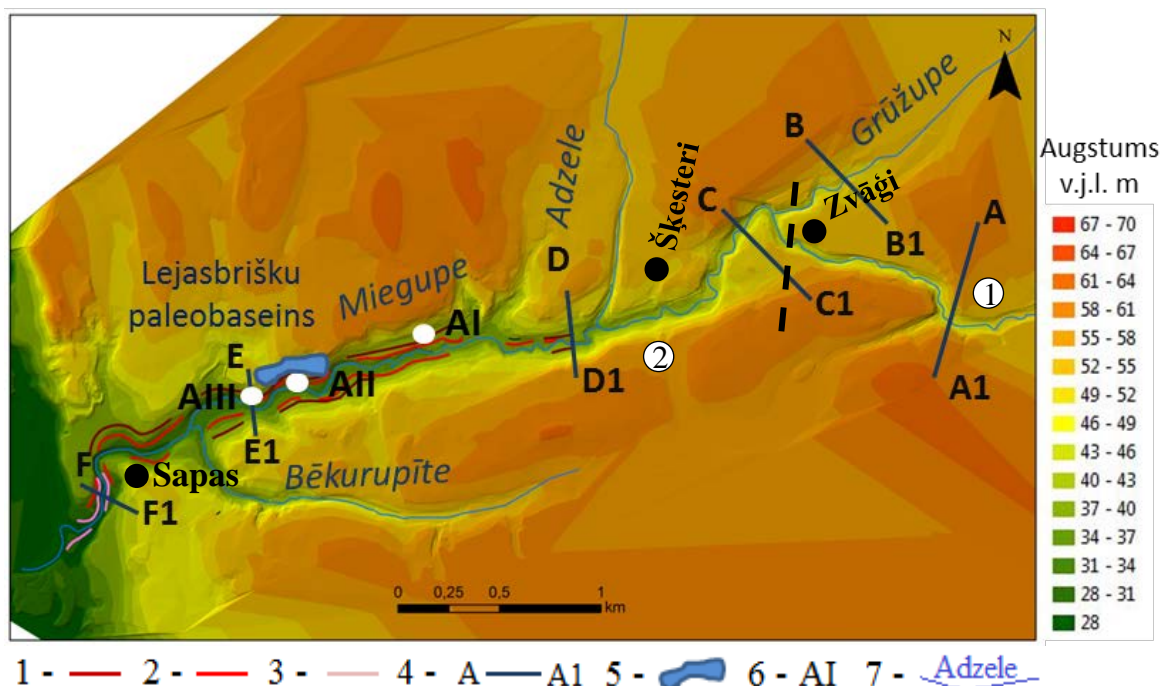
4.26. attēls. Miegupes novietojums Trikātas pacēlumā. Apzīmējumi: melnās līnijas - izdalīto upes posmu robežas; ar cipariem norādīti posmi: 1 - izteka – Klētņieki; 2 - Klētņieki – Vecpavāri; 3 - Vecpavāri – Grūžupes ieteka; 4 - Grūžupes ieteka - ieteka Gaujā. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.26. Location of the River Miegupe within the Trikāta Rise. Legend: black line shows border between divided river stretches; numbers denote river stretches: 1 - riverhead – Klētņieki; 2 - Klētņieki – Vecpavāri; 3 - Vecpavāri – the River Grūžupes mouth; 4 - the River Grūžupes mouth - the River Miegupe embouchure. DTM derived from SRTM.

Miegupes morfoloģija

Izejas dati par mūsdienu zemes virsmas topogrāfiju iegūti un Miegupes ielejas, un tai pieguļošās teritorijas digitālais zemes virsmas modelis ESRI TIN formātā atvasināts no M 1:10 000 topogrāfiskās kartes (WMS datubāzes kartes.geo.lu.lv slānis TOPO 10K PSRS). Salīdzinot lauka datus ar atvasināto modeli, tika gūta pārliecība, ka zemes virsmas digitālajam modelim (4.27. attēls) ir pietiekami augsta izšķirtspēja, un tas ļāva veikt teritorijas reljefa ģeotelpisko analīzi, sastādīt un interpretēt upes ielejas šķērsriezumus, šķērsriezuma laukumu un gultnes garenprofila izmaiņas visā upes garumā.

Digitālais zemes virsmas modelis (4.27. attēls) tika izveidots ar mērķi iegūt mūsdienu zemes virsmas trīsdimensionālu skatu, lai un atvieglotu fluviālo un nogāžu procesu radīto reljefa formu kartēšanu. Pētījumu rezultāti ļauj nošķirt Miegupes ielejai četrus posmus: izteka – Klētņieki, Klētņieki – Vecpavāri, Vecpavāri – Grūžupes ieteka, Grūžupes ieteka - Miegupes ieteka Gaujā (sk. 4.26. attēlu). Posmu izdalīšana ir balstīta uz šādiem morfoloģiskiem kritērijiem: upes ielejas dziļums, platums, upes gultnes garenkrituma izmaiņas un virspalu terašu izplatība. Ielejas šķēršprofili tika sastādīti, izmantojot trīsdimensionālā zemes virsmas modeļa datus, kas iegūti no M 1:10 000 topogrāfiskās kartes un nivelēšanas datiem.

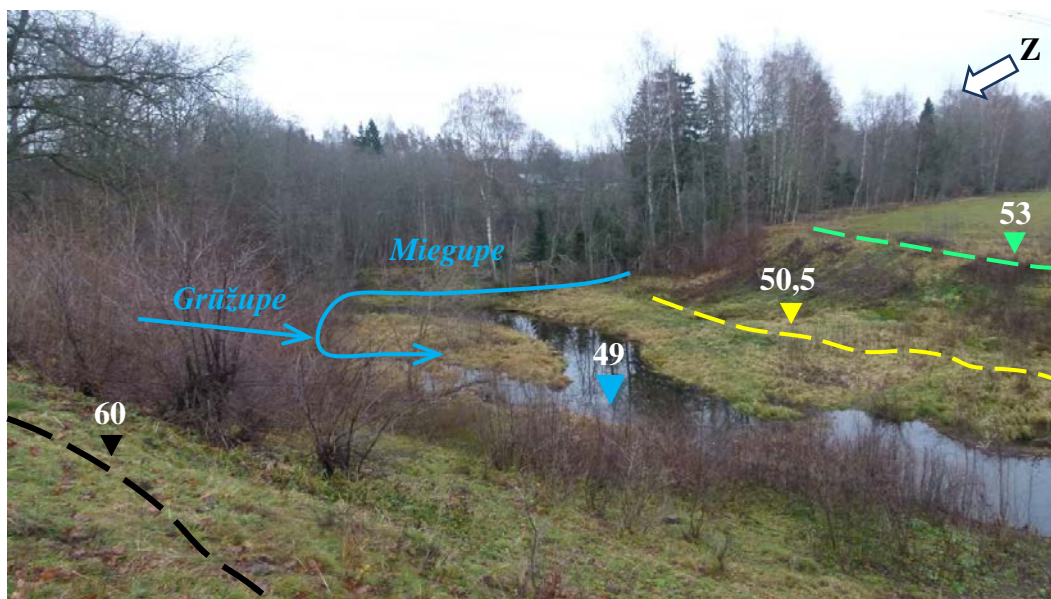


4.27. attēls. Morfoloģisko šķēršprofilu, virspalu terašu un atsegumu izvietojums. Apzīmējumi: 1 – II virspalu terases izplatība; 2 – I virspalu terases izplatība; 3 – lokālās terases izplatība; 4 – šķēršprofilu vietas; 5 – Lejasbrišku paleobaseina nogulumu pētījumu vieta; 6 – pētītie atsegumi; 7 – ūdensteces; melnā pārtrauktā līnija - izdalīto upes posmu robeža; ar cipariem norādīti posmi: 1 - Vecpavāri - Grūžuopes ieteka; 2 - Grūžuopes ieteka - Miegupes ieteka Gaujā. Digitālais zemes virsmas modelis ir iegūts no M:10 000 topogrāfiskajām kartēm.

Figure 4.27. Location of the morphological cross profiles, fluvial terraces and outcrops. Legend: 1 – II terrace; 2 – I terrace; 3 – local terrace; 4 – cross sections; 5 – study site of the Lejasbriški palaeolake sediments; 6 – studied outcrops; 7 – water courses; black dashed line shows border between river stretches; numbers indicate river stretches: 1 - Vecpavāri - the River Grūžuopes mouth; 2 - the River Grūžuope mouth - the River Miegupe embouchure. Digital elevation model is derived from topographic maps of scale 1:10,000.

No iztekas līdz Mūrmuižai (4.26. attēls) Miegupē nav izteiktas ielejas, tā ir regulēta un faktiski ir iztaisnots meliorācijas grāvis, kas ierīkots, lai drenētu Miegupes purvu. Posmā no iztekas līdz Klētniekiem ieleja orientēta ziemeļaustrumu virzienā. Tajā nav sastopamas virspalu terases. Nākamajā posmā no Klētniekiem līdz Vecpavāriem upes ieleja orientēta rietumu virzienā, tāpat kā iepriekšējā posmā, arī šajā nav sastopamas virspalu terases. Posma beigās upes gultnes garenprofilā redzams lūzums, ieleja ir sekla un reljefā slikti izteikta. Tikai sākot ar nākamo posmu Vecpavāri – Grūžuopes ieteka no Mūrmuižas lejteces virzienā ieleja ir labi izdalāma (4.28. attēls).

Ielejas dziļums līdz Grūžūpei palielinās no pāris metriem līdz 7-10 m, kur ielejai ir V veida forma (4.29. attēls, A-A1 šķēršprofils). Apakšējais posms izsekojams no Grūžuopes ietekas Miegupē līdz ietekai Gaujā. Ieleja ir morfoloģiski labi izteikta (4.29. attēls, C-C1; D-D1; E-E1 šķēršprofils). Tā stiepjas dienvidrietumu virzienā. Šajā virzienā pakāpeniski palielinās arī ielejas dziļums, un pie Sapas dzirnavām tas sasniedz 20 m (4.29. attēls, F-F1 šķēršprofils). Vairāki nelieli garenprofila pārliekumi un gultnes krituma pieaugumi atsevišķos īsos posmos cieši saistās ar Miegupē ieplūstošajām pietekām.

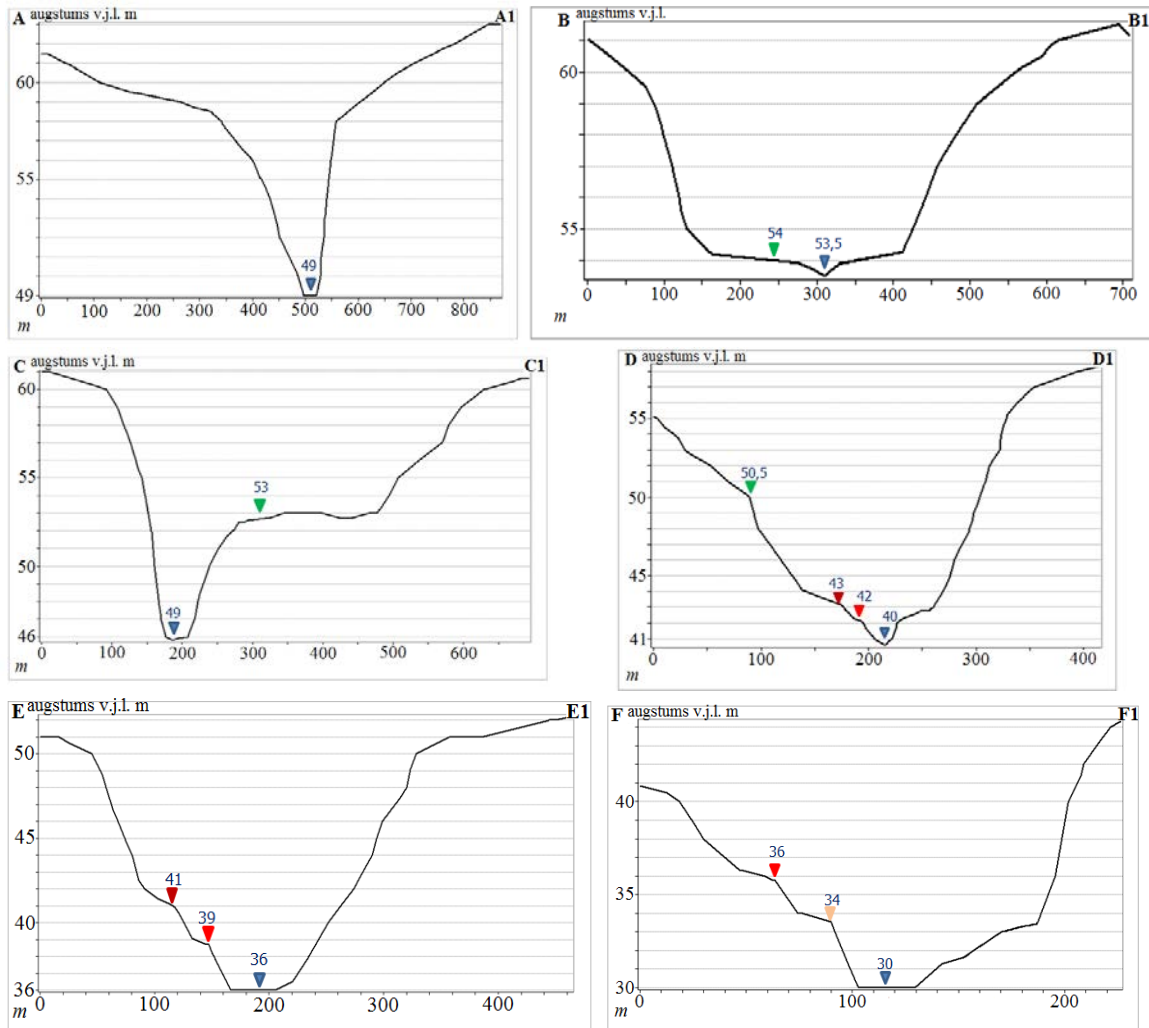


4.28. attēls. Miegupes ieleja pie Grūžuopes ietekas. Apzīmējumi: ar zilajām nepārtrauktajām līnijām attēlotas ūdensteces; baltie skaitļi attēlo augstumu virs jūras līmeņa metros; trijstūri - augstuma atzīmes; melnā pārtrauktā līnija - pamatkrasts; dzeltenā pārtrauktā līnija - palienes robeža; zaļā pārtrauktā līnija - augstā terase.

Figure 4.28. The River Miegupe valley at the River Grūžupe mouth. Legend: blue continuous lines shows watercourse; white numbers shows height above sea level in meters; triangles – height marks; black dashed line – bank; yellow dashed line – floodplain border; green dashed line – high terrace.

Ielejas posmā no Šķesteriem līdz Miegupes ietekai Gaujā izsekojamas divas virspalu terases (4.27. attēls). To relatīvais augstums virs upes līmeņa vienmērīgi paaugstinās upes lejtecē virzienā. II virspalu terases augstums posma augštecē ir 4-5 m, bet lejtecē tas palielinās līdz 5-6 m. I virspalu terases augstums posma augštecē ir 3-4 m, bet lejtecē palielinās līdz 4-5 m. Šī terase beidzas pamestā karjerā pie Miegupes ietekas Gaujā. Lejpus Cēsu – Valmieras šosejas, 550 metru garā posmā izsekojama lokāļterase. Tās augstums virs ūdens līmeņa ir 3-3,5 m. Miegupes ielejā paliene ir samērā labi izteikta, un tās platums mainās no 5 m līdz 12 m.

Posmā no Bēkurupītes līdz ietekai Gaujā (4.27. attēls) dažās vietās ir izsekojama arī augstā paliene. Tās augstums virs upes līmeņa sasniedz 1,5 m. Miegupes labajā krastā 700 m augšpus Cēsu – Valmieras šosejas tilta zem upes II virspalu terases nogulumiem upes izskalotā stāvkrasta atsegumā tika konstatēti glaciolimniskie nogulumu. Tos veido smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts, aleirīta un aleirīta ar māla piejaukumu slānīšu mija. Glaciolimnisko nogulumu biezums sasniedz 3 m. Atseguma apakšdaļā 0,6 m biežā slānī tika konstatētas izkliedētas augu makroskopiskās un mikroskopiskās atliekas. Karpoloģiskās analīzes, ko veica Aija Ceriņa (pers. komun.), rezultāti liecina, ka nogulumu piesātinājums ar augu atliekām ir niecīgs, bet atlieku kopējā saturā izceļas *Dryas octopetala* lapiņas, atrastas arī pāris *Salix polaris* un *Salix herbacea* lapiņas, un atsevišķi *Carex* un *Betula nana* riekstiņi. Netika atrastas ūdensaugu sēklas, kas liecina, ka iepriekšminētās augu atliekas ir ieskalotas no krasta vai arī attransportētas ar straumi. Spriežot pēc šī materiāla izplatības citos atsegumos, šāda rakstura glaciolimniskie nogulumu ir izplatīti aptuveni 400 m garā joslā, Miegupes ielejā zem I virspalu terases nogulumiem aptuveni 400 m garā joslā.



1 - ▼ 2 - ▼ 3 - ▼ 4 - ▼ 5 - ▼ 6 - A — A1

4.29. attēls. Miegupes ielejas šķēršprofili. Apzīmējumi: 1 – augstā terase; 2 – II virspalu terase; 3 – I virspalu terase; 4 – lokālā terase; 5 – upes gultne; 6 – šķēršprofila līnijas indekss. A-A1 šķēršprofils pieder Miegupes posmam Vecpavāri - Grūžupes ieteka, pārējie šķēršprofili pieder posmam Grūžupes ieteka - Miegupes ieteka Gaujā. Profila līniju novietojumu skat. 4.27. attēlā.

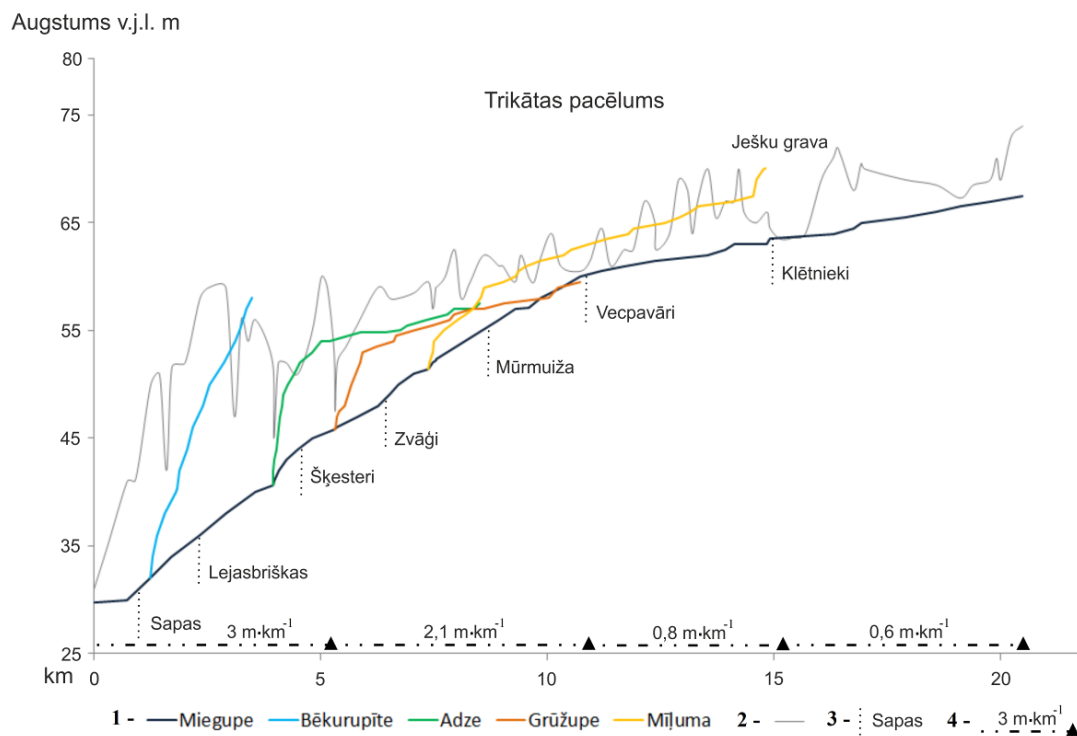
Figure. 4.29. Cross-sections of the River Miegupe valley. Legend: 1 – high terrace; 2 – II terrace; 3 – I terrace; 4 – local terrace; 5 – river bed; 6 – index of cross-section. Cross-section A-A1 belong to the River Miegupe stretch Vecpavāri – the River Grūžupes mouth, all others cross-sections belong to the the River Grūžupes mouth - the River Miegupe embouchure stretch. See Figure 4.27 for location of cross-sections.

Ielejas garenprofila analīze

Miegupes ielejas garenprofils tika izveidots, kombinējot M 1:10 000 topogrāfiskās kartes un lauka instrumentālo uzmērījumu datus (4.30. attēls). Vidējais aprēķinātais upes gultnes garenkritums ir $1,8 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$, savukārt lielākais kritums, t.i., $9,9 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$, ir 150 m garā posmā pie Adzeles ieteka. Gultnes garenprofils Čebotarevas (Chebotarev, 1975) un Gerdes (Garde, 2006) klasifikācijā atbilst izliekta tipa profilam.

Profilā redzami vairāki posmi, kur vērojamas straujas upes gultnes garenprofila izmaiņas. Visizteiktākā veidā tas redzams pie Vecpavāru mājām, kur vidējais kritums no

iztekas līdz mājām ir $0,7 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Lejpus Vecpavāru mājām līdz ietekai Gaujā vidējais gultnes garenkritums ir $2,5 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Jāatzīmē, ka lauzums garenprofilā visticamāk nav saistīts ar pirmskvartāra nogulumiežiem, kas Miegupes krastos atsevišķās vietās atrodas nelielā dziļumā no zemes virsmas. Lauka novērojumi liecina, ka atsevišķi nelieli smilšakmens atsegumi sastopami tikai posmā no Grūžupes ietekas līdz Mūrmuižai.



4.30. attēls. Miegupes ielejas un tās pieteku garenprofili. Vertikālā mēroga pārspīlējums 230:1. Apzīmējumi: 1 – upju gultņu garenprofili; 2 – topogrāfiskais profils gar Miegupes ielejas labā pamatkrasta augšējo kroti; 3 – ciemu un māju nosaukumi; 4 – upes posmi un vidējais garenprofila kritums tajos.

Figure 4.30. Longitudinal profiles of the River Miegupe and its tributaries. Exaggeration of vertical scale 230:1. Legend: 1 – longitudinal profiles of river beds; 2 - topographical profile along the right bank of the River Miegupe valley; 3 – name of villages and farmhouses; 4 – distinguished stretches of the River Miegupe valley and an average gradient of their longitudinal profile.

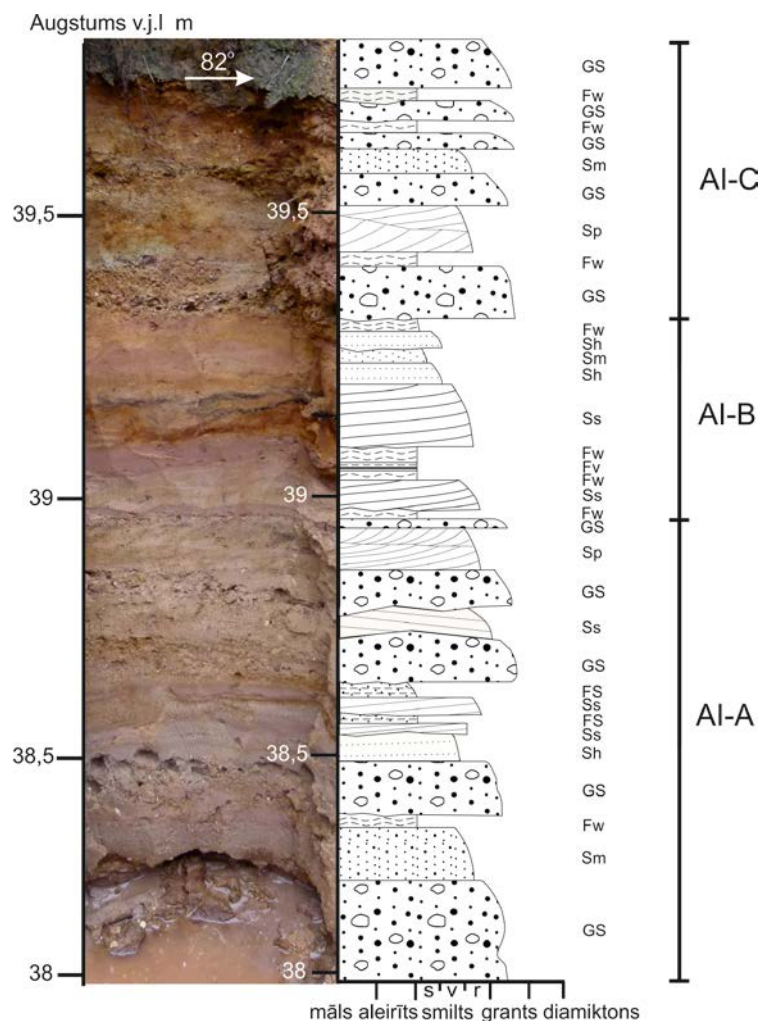
Pētot mūsdienu upju garenprofilus, ir jāņem vērā fakts, ka meliorācijas darbu rezultātā aptuveni 50% mazo Latvijas upju un strautu ir iztaisnoti, regulēti un pārvērsti novadgrāvjos, tādēļ iegūtie dati neatbilst dabiskos garenprofilus (Eberhards, 2013). Tieši tāda situācija vērojama arī Miegupei. Tai dabiska, nepārveidota ūdenstece ir tikai no ietekas Gaujā līdz Mūrmuižai, tālākā posmā tā ir meliorācijas darbos pārveidota (melioracija.lv). Visas upes pietekas arī ir pārveidotas, un mūsdienās tās ir izveidotas kā notekgrāvji.

Miegupes virspalu terašu iekšējā uzbūve

Atsegums AI

Atsegums AI ($25^{\circ}25'49,74''\text{E}$, $57^{\circ}28'29,625''\text{N}$) atrodas Grūžupes ieteka - Miegupes ieteka Gaujā posmā (4.27. attēls), Miegupes labajā krastā un veido I virspalu terases pamatni. Upes labajā krastā izsekojamas divas virspalu terases, kreisajā krastā bez divām zemākajām terasēm, 49-51 m vjl. izsekojama arī plakana terasveidīga virsma.

Ņemot vērā nogulumu litofāciju tipu, to biezuma palielināšanos vai samazināšanos augšupejošā virzienā un likumsakarības fāciju mijā vertikālā griezumā, atsegumā AI tika izdalītas trīs fāciju asociācijas (4.31. attēls).



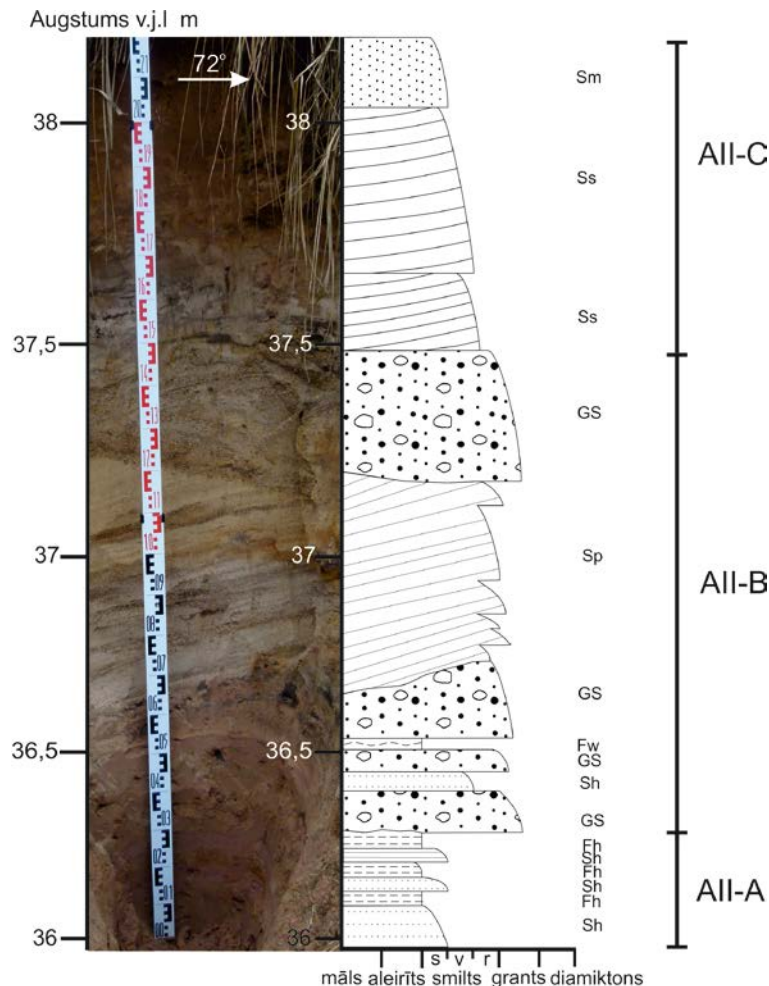
4.31. attēls. Atsegums AI. Apzīmējumi: GS – grants smilšaina; Sp – smilts diagonāli slīpslāņota; Ss – smilts ar vāji izveidotu diagonālu slīpslāņojumu; Sh – smilts horizontāli slāņota; Sm – smilts masīva; Fs – aleirīts smilšains; Fw – aleirīts viļņoti slāņots; Fv – aleirīts un māls ar slokšņu struktūru; AI-A, AI-B, AI-C – litofāciju asociācijas. Atseguma novietojumu skat. 4.27. attēlā.

Figure 4.31. Outcrop AI. Legend: GS – sandy gravel; Sp – planar cross – bedded sand; Ss – scour – fill sand; Sh – horizontally bedded sand; Sm – massive sand; Fs – sandy silt; Fw – wavy laminated silt; Fv – varved silt and clay; AI-A, AI-B, AI-C – lithofacies associations. See Figure 4.27 for location of the outcrop.

Apakšējā asociācija AI-A (4.31. attēls) sastāv no litofācijām, kuras veido acīmredzamus sedimentācijas ritmus, t.i., virs smilšaina grants materiāla uzkrājušās smiltis un aleirīts, kuru atkal nomaina grants un smilts ar aleirītu. AI-A asociācija varēja veidoties divos sedimentācijas vides apstākļos. Pirmajā gadījumā litofāciju ritms norāda uz ledāja tuvumu un transportējošās ūdens straumes ātruma pieaugumu un samazināšanos, ko izraisījušas sezonālas izmaiņas. Tādējādi, grantainais materiāls uzkrāties siltākā sezonā, iespējams ablācijas laikā, kad bijis lielāks ūdens pieplūdums un smalkais materiāls uzkrāties, kad temperatūra ir bijusi krietni zemāka. Otrajā gadījumā asociācija AI-A veidojusies zarotā upes gultnē un ir notikusi gultnes laterāla migrācija un to papildina AI-B asociācija, kura norāda uz vājāku ūdens straumju darbību pat mierīgiem sedimentācijas apstākļiem, kuri izveidojās, kad galvenā upes gultne laterāli migrēja. Gultnei migrējot uzkrājās AI-C fāciju asociācija, kurā ir saskatāms līdzīgs litofāciju ritms kā AI-A.

Atsegums AII

Atsegums AII (25°25'8,027"E, 57°28'23,883"N) atrodas Grūžupes ieteka - Gaujas ieteka posmā (4.27. attēls), Miegupes labajā krastā un veido I virspalu terases pamatni. Upes abos krastos izsekojamas divas virspalu terases. Atsegumā AII izdalīti septiņi litofāciju tipi (4.32. attēls), kuri veido trīs nogulumu uzkrāšanās asociācijas. Atseguma pamatni veido pārskalota morēna. Asociāciju AII-A veido glaciolimniskie nogulumumi, kuri sastāv no smalkgraudainas smilts un aleirīta ar sezonālu slāņojumu. Asociācija beidzas ar labi izteiktu erozijas virsmu, virs kuras uzguļ asociācija AII-B, kuras apakšējo daļu veido smilšaina grants ar aleirīta un smalkas smilts starpslāņiem. Nogulumumi veidojušies strauji pieaugot sanešu plūsmai, visdrīzāk upes gultnē, kura bijusi pietiekami spēcīga, lai izskaltu baseina nogulums. Aleirīta un smalkās smilts slānis norāda, ka ūdens plūsmas spēka pieaugums sākotnēji bijis sezonāls. Asociācijas vidusdaļu veido vidēji graudaina līdz rupjgraudaina smilts, kas uzkrājusies zemūdens grēdā, uz kuras uzguļ smilšaina grants ar neizteiktu slāņojumu. Pēdējo fāciju asociāciju AII-C veido smalkgraudaina līdz vidējgraudaina smilts, kas uzkrājusies palienē.

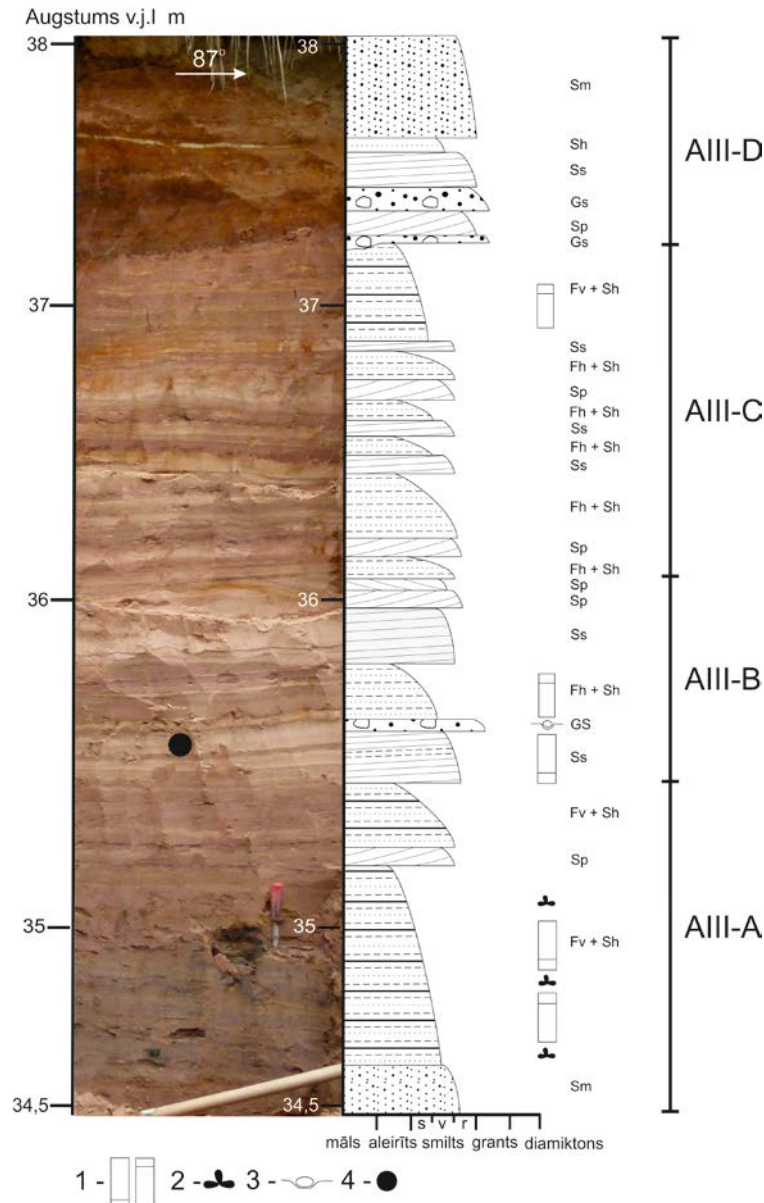


4.32. attēls. Atsegums AII. Apzīmējumi: GS – grants smilšaina; Sp – smilts diagonāli slīpslāņota; Ss – smilts ar vāji izveidotu diagonāli slīpslāņojumu; Sh – smilts horizontāli slāņota; Sm – smilts masīva; Fw – aleirīts viļņoti slāņots; Fh – aleirīts horizontāli slāņots; AII-A, AII-B, AII-C – litofāciju asociācijas. Atseguma novietojumu skat. 4.27. attēlā.

Figure 4.32. Outcrop AII. Legend: GS – sandy gravel; Sp – planar cross – bedded sand; Ss – scour – fill sand; Sh – horizontally bedded sand; Sm – massive sand; Fw – wavy laminated silt; Fh – parallel laminated silt; AII-A, AII-B, AII-C – lithofacies associations. See Figure 4.27. for location of the outcrop.

Atsegums AIII (Lejasbriškas)

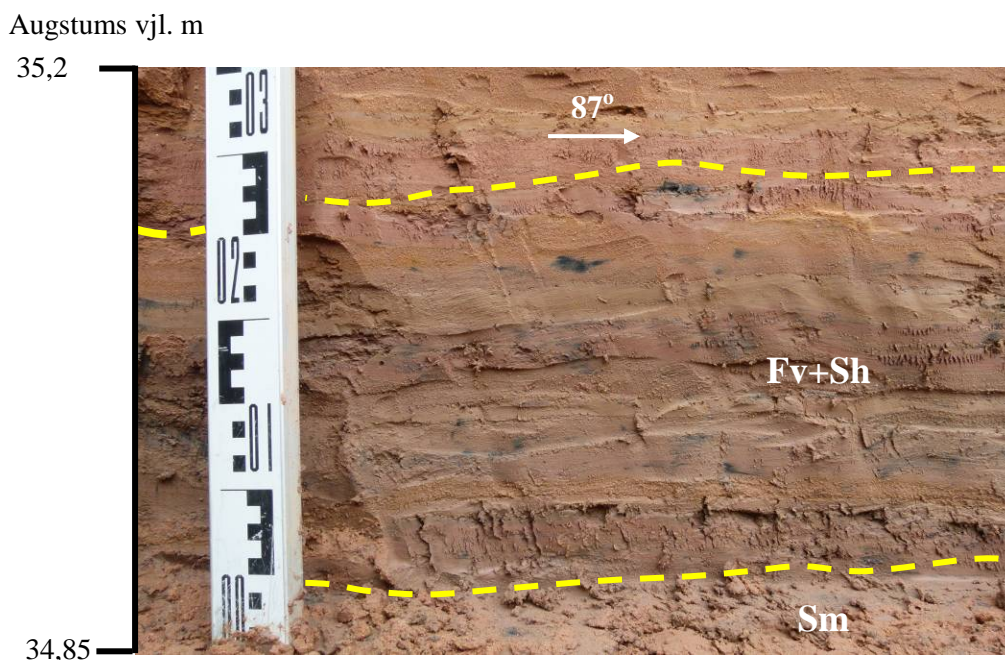
Atsegums III, jeb Lejasbrišku atsegums (25°24'55,286"E, 57°28'22,178"N) atrodas Grūžupe ieteka - Gaujas ieteka posmā (4.27. attēls), Miegupes labajā krastā un veido I virspalu terases pamatni. Lejasbrišku glaciolimnisko nogulumu atsegumā (4.33. attēls), kurš sasniedz 3,5 m augstumu, izsekojami septiņi litofāciju tipi: grants smilšaina (GS), smilts masīva (Sm), smilts horizontāli slāņota (Sh), smilts ar vāji izveidotu diagonālu slāņojumu (Ss), smilts diagonāli slīpslāņota (Sp), aleirīts horizontāli slāņots (Fh), aleirīts, māls ar slokšņu struktūru (Fv), kuri veido četras fāciju asociācijas.



4.33. attēls. Atsegums AIII. Apzīmējumi: GS – grants smilšaina; Sp – smilts diagonāli slīpslāņota; Ss – smilts ar vāji izveidotu diagonālu slīpslāņojumu; Sh – smilts horizontāli slāņota; Sm – smilts masīva; Fh – aleirīts horizontāli slāņots; Fv – aleirīts, māls ar slokšņu struktūru; AIII-A, AIII-B, AIII-C – litofāciju asociācijas; 1 – biezuma palielināšanās un samazināšanās augšupejošā virzienā; 2 – izkliedētas augu atliekas; 3 – pilienakmeņi; 4 - OSL paraugu ievākšanas vieta. Atseguma novietojumu skat. 4.27. attēlā.

Figure 4.33. Outcrop AIII. Legend: GS – sandy gravel; Sp – planar cross – bedded sand; Ss – scour –fill sand; Sh – horizontally bedded sand; Sm – massive sand; Fh – parallel laminated silt; Fv – parallel laminated silt, clay; AIII-A, AIII-B, AIII-C – lithofacies associations; 1 – thickening and thinning upward sequence; 2 – disseminated plant debris; 3 – dropstone; 4 - OSL sampling site. See Figure 4.27. for location of the outcrop.

Litofāciju asociācijas AIII-A apakšdaļu (4.33. attēls) veido smalkgraudaina smilts, kuru 0,4 m biežumā nomaina aleirīta un māla slāņkopa ar sezonālu slāņojumu (4.34. attēls), slānīšu biežums samazinās augšupejošā virzienā. Savukārt asociācijas augšdaļā 0,5 m biežumā pieaug smilts slāņu biežums attiecībā pret māla un aleirīta slāņiem. Kopumā nepilna metra biežumā izšķirami 23 ritmi. Šī fāciju asociācija atbilst paleobaseina distālajai daļai, kurā tika izgulsnēts aleirīts ar mālu un smiltīm. Ņemot vērā, ka šajā atseguma daļā tika atrastas augu atliekas, tad ir iespējamas izvirzīt divus iespējamus scenārijus.

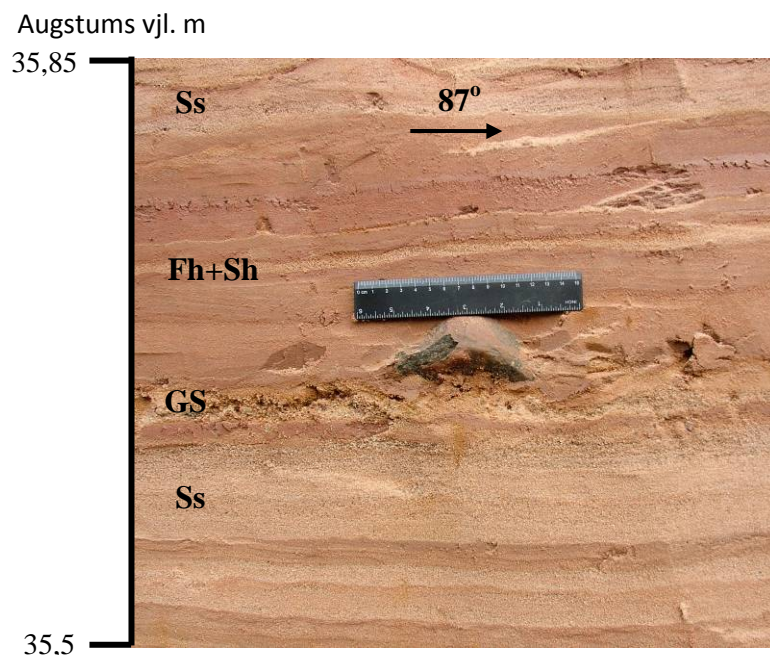


4.34. attēls. Atseguma AIII apakšdaļa. Apzīmējumi: ar dzelteni pārtraukto līniju apzīmētas slāņa ar stipri izkliedētām augu atliekām robežas vertikālā griezumā; Fv - aleirīts, māls ar slokšņu struktūru; Sh - smilts horizontāli slāņota; Sm - smilts masīva. Atseguma novietojumu skat. 4.27. attēlā.

Figure 4.34. Lower part of outcrop AIII. Legend; yellow dashed line shows borders of layer with scattered plant remains in vertical section; Fv – parallel laminated silt, clay; Sh – horizontally bedded sand; Sm – massive sand. See Figure 4.27 for location of the outcrop.

Pirmkārt, tā kā netika atrastas ūdensaugu atliekas, tad vistīcāmāk, ka iepriekšminētās augu makroskopiskās atliekas ir ieskalotas no baseina krastam pieguļošās sauszemes teritorijas. Tādējādi, jau ir bijuši pietiekami labvēlīgi vides apstākļi floras attīstībai, kas vēlāk pasliktinājušies, par ko liecina tas, ka šo slāņu pārsedzošajos nogulumos nav atrodamas augu atliekas. Otrkārt, pastāv varbūtība, ka atrastās augu atliekas liecina nevis par vides apstākļiem, kuri bija labvēlīgi augāja attīstībai, bet par to, ka organiskās atliekas ir pārskalotas un sekundāri nogulsnētas, un tādējādi tās ir vecākas, nekā pašlaik tiek uzskatīts.

Asociācijas AIIIB biežums ir 0,6 m. Tajā pieaug smalkgraudainas un vidēji graudainas smilts īpatsvars. Salīdzinot ar iepriekšējo ciklu, samazinās aleirītu frakcijas klātbūtne. Apakšdaļā izsekojams pāris centimetrus plāns lēcveida grants slānis. Turklāt tajā tika atrasts 11 cm liels pilienkmens (4.35. attēls). Tas liecina nevis par grants materiāla strauju un epizodisku pieplūdumu, bet gan par to ka slānis veidojies, izkūstot peldošam ledus blāķim, kas saturēja granti ar oļiem. Vidusdaļā 0,3 m biežumā sastopama aleirīta un smilts slāņkopa ar sezonālu slāņojumu. Biezums slānīšiem ir neliels līdz 0,7 cm un tas samazinās virzienā uz augšu. Asociācijas augšdaļu veido smilts, kurā novērojams neizteikts slīpslāņojums.



4.35. attēls. Pilienkamens asociācijas AIII-B vidusdaļā (foto: Vitālijs Zelčs). Apzīmējumi: Fh – aleirīts horizontāli slāņots; Sh – smilts horizontāli slāņota; Ss - smilts ar vāji izteiktu diagonālu slīpslāņojumu.

Figure 4.35. Associations of dropstone in the middle part of outcrop AIII-B (photo: Vitālijs Zelčs). Legend: Fh – parallel laminated silt; Sh – horizontally bedded sand; Ss - scour –fill sand.

Aleirīta, māla un smalkas smilts slāņu biezuma pieaugums norāda uz iespējamo sedimentācijas vides apstākļu maiņu no paleoezera distālās daļas uz proksimālo daļu. Turklāt ir jāņem vērā arī drupu materiāla piegādes avots, kurš var tikt ietekmēts, kā domā Gruška (Gruszka, 2001), mainoties paleobaseina platībai. Faciālās izmaiņas var būt saistītas arī ar transportēšanas apstākļu izmaiņām, piemēram, kā norāda Džonsens un Brenands (Johnsen, Brennand, 2006), kad baseinā ieplūstošā ūdens straume zaudē transportēšanas spējas, tad baseinā vairāk tiek ienests smalkāks materiāls. Asociācija AIII-B (4.33. attēls) veidojusies starp baseina distālo un proksimālo daļu. Nav izslēgts, ka smilšainie slāņi ir drenāžas sloksnes, kas veidojušās baseinam kļūstot caurtekošam.

Asociācijā AIII-C vērojama aleirīta un smalkas smilts slāņkopa ar sezonālu slāņmiju ar vidēji graudainas smilts slāņiem. Virzienā uz atseguma augšu pieaug aleirīta un māla daļiņu īpatsvars attiecībā pret smilti. Asociācijas augšdaļā māla un aleirīta saturs sasniedz 45-50%, turklāt strauji samazinās arī slāņu biezums, kas nepārsniedz 0,8 cm. Kopumā šajā ciklā ir izteikta likumsakarība, kurā horizontāli slāņotas vai vāji izteikta diagonāla slāņojuma smilts slāņi mijas ar aleirīta un smalkas smilts slāņkopām, turklāt slāņu biezums pakāpeniski samazinās augšupejošā virzienā. Līdzīgi kā asociācija AIII-A, arī šī ir veidojusies baseina distālajā daļā, jo nav nekādu pazīmju par to, ka nogulumi veidojušies uz baseina nogāzes vai tuvu drupu materiāla pieneses avotam. Slāņu biezuma samazināšanos augšupejošā virzienā un aleirīta – māla pieaugums norāda, ka drupu materiāls nogulsņēties mierīgos apstākļos, kurus nav ietekmējušas straumes, noslīdeņi vai plūdeņi, vai nogulumu blīvuma inversijas.

Pēdējo asociāciju AIII-D veido Miegupes I virspalu terases aluviālie nogulumi. Starp aluviālajiem un glaciolimniskajiem nogulumiem ir izteikts erozijas kontakts. Asociācijas apakšējo daļu veido gultnes fācija, kura augstāk griezumā pāriet palu fācijā.

4.4. Rauņa ieleja

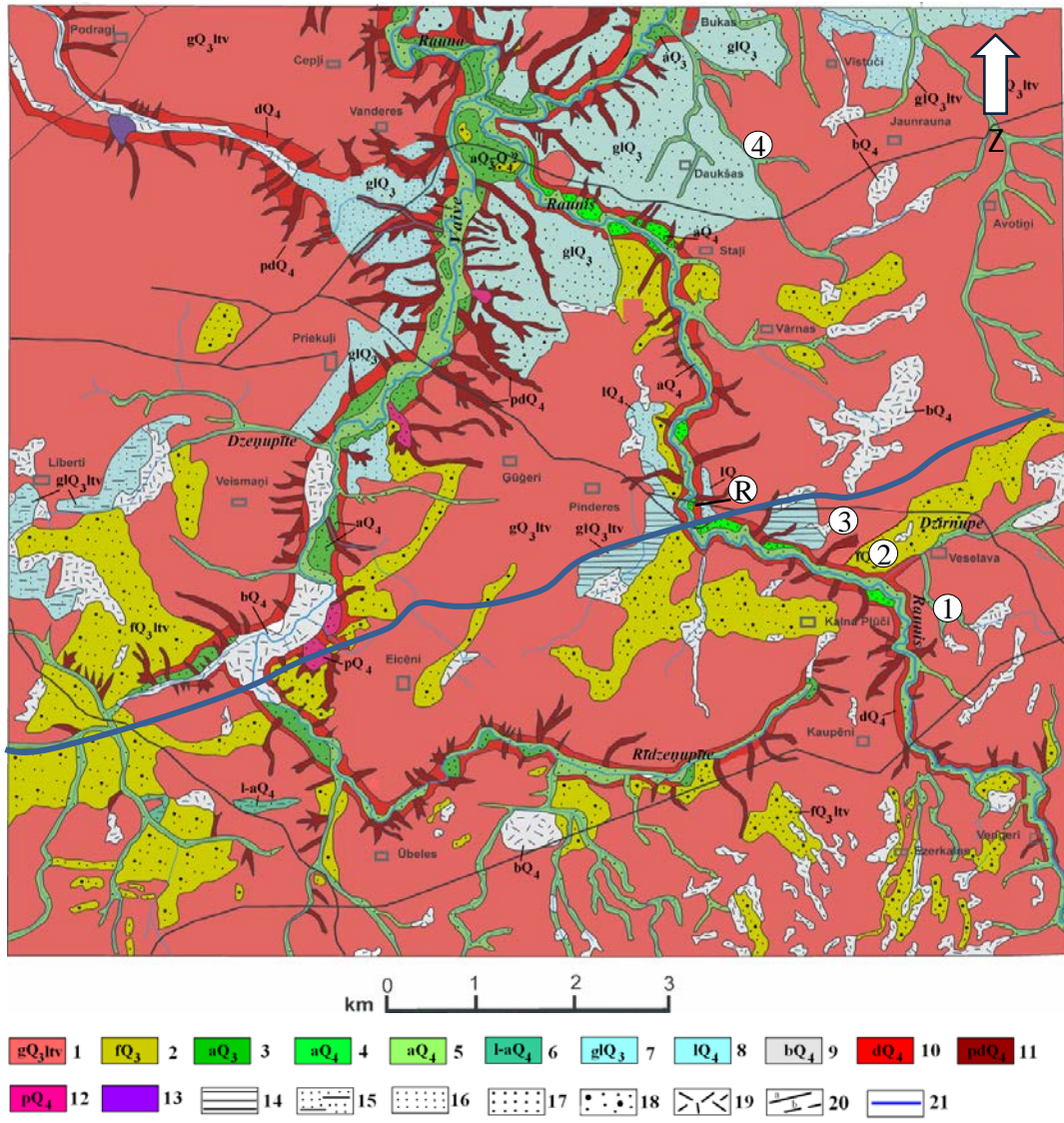
Vaives un Rauņa ielejas veido vienu no sarežģītākajām ūdeņu drenāžas ieleju sistēmām ne tikai pētāmajā teritorijā, bet arī iespējams visā Latvijā. Pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā, kā to liecina pētījumu rezultāti (Krievāns, 2011a,b) šī ieleju sistēma stipri atšķīrās no pašreizējā upju tīkla. Raunis ir Raunas kreisā pieteka. Mūsdienās tās augštece atrodas Vidzemes augstienes Mežoles paugurainē. Tā iztek no Raunaiša ezera un šķērso orientētā paugurgrēdu reljefa iegareno pauguru virknes un paleoezera līdzenumus starp Lejas Ķēsu un Vengeru mājām. Augšteces sākumposmā tās gultne ir mākslīgi iztaisnota. Veselavas ciema teritorijā Rauņa ieleja šķērso Dzirnupes ieplaku un Veselavas gala morēnas valni, ietekot Trikātas pacēlumā. Lejpus Veselavas gala morēnas tā tek pa vāji saposmotu paliku ezera līdzenumu, kura lielākais saposmojums līdz 15 m saistās ar Rauņa un tās pieteku erozijas iegrauzumu. Upes kopējais garums ir 28 km, gultnes garenkritums caurmērā ir ap $5,1 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Tādējādi Raunis ir viena no straujākajām Latvijas upēm. Īpaši liels gultnes garenkritums ir augšteces posmā, kur tā tek pa augstienes ziemeļu nogāzi un šķērso Veselavas gala morēnu, kā arī tās lejasteces posmā, kur tās lokālo erozijas bāzi veido dziļi iegrauztā ūdeņu noteces ieleja. Rauņa labajā krastā starp veco un jauno Cēsu – Madonas šosejas posmu atrodas īpaši aizsargājamais ģeoloģiskais dabas piemineklis „Rauņa slāņi”, kura atsegumu pētījumi ar pārtraukumiem ilgst jau gandrīz 50 gadus.

Rauņa slāņu griezuma uzbūve, paleoģeogrāfiskā situācija un vecums joprojām tiek plaši diskutēti (Ehlers *et al.*, 1991; Ceriņa *et al.*, 1998), īpaši par nogulumu veidošanās apstākļiem un to veidošanās laiku (Danilāns, 1973; Meirons, Straume, 1979; Zelčs, Markots, 2004; Raukas, Kajak, 1995; Kalm, 2006; Rinterknecht *et al.*, 2006), taču līdz šim nav bijis skaidra priekšstata par Rauņa ielejas morfoloģiju, uzbūvi un attīstību. Diskusijas pētnieku vidū ir izraisījis tieši nogulumu veidošanās laiks un apstākļi.

Kopumā raugoties, plašāki pētījumi ir veikti Rauņa labā pamatkrasta atsegumā (Savvaitov, Straume, 1963; Danilāns, 1973; Meirons, Straume, 1979; Ceriņa *et al.*, 1998; Jakubovska *et al.*, 1999; Kalniņa *et al.*, 2009; Zelčs *et al.*, 2009). Vispārīgs ielejas apraksts ir veikts M 1:50 000 ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Straume *et al.*, 1981b), tomēr informācijas par pašu Rauņa ielejas veidošanos ir maz.

Rauņa paleoezera nogulumu izplatība

Rauņa ielejas labā krasta paleoezera nogulumu izplatības pētījumi bija nozīmīgi Rauņa ielejas attīstības gaitas noskaidrošanā. Paleoezera maksimālajam līmenim atbilstošā krasta līnija tika fiksēta 110,0 m vjl. Pavisam nogulumu tika pētīti 41 urbūmā un divos skatrakumos. Pētījumos iegūtie rezultāti liecina, ka paleobaseina nogulumu un ar tiem saistītie fluviālie, kūdras un, iespējams, arī koluviālie un proluviālie nogulumu ir izplatīti krietni plašākā teritorijā nekā līdz šim tika uzskatīts (4.36. attēls). Pētījumos ne atsegumos un skatrakumos, ne arī urbūmos netika konstatēti agrākajās publikācijās (Savvaitovs, Straume, 1963; Serebryanniy, Raukas, 1966; Vaitiekūnas, 1969) uzrādītais Rauņa slāņus pārsedzošais morēnas slānis, kura biezums tika uzrādīts līdz 0,35 m (ibid.). Ielejas pamatkrasta atsegumos tika novērotas Rauņa slāņu bazālās daļas nelielas slīdēšanas pēdas - noslīdeņa slīdvirsma un atrāvuma plaisas pamatkrasta nogāzes nogulumos pa bazālās morēnas pagulslāni (Zelčs *et al.*, 2009). Paleobaseina nogulumu ģeoloģiskās kartēšanas rezultāti liecina, ka līdz 4 m biezā nogulumu slāņkopa virs morēnas ir uzkrājusies ZZR – ADA virzienā stieptā, ap 600 m garā un 400 m platā neregulāras trīsstūrveida formas baseinā starp Cielaviņu gravu un Rāceņu mājām.

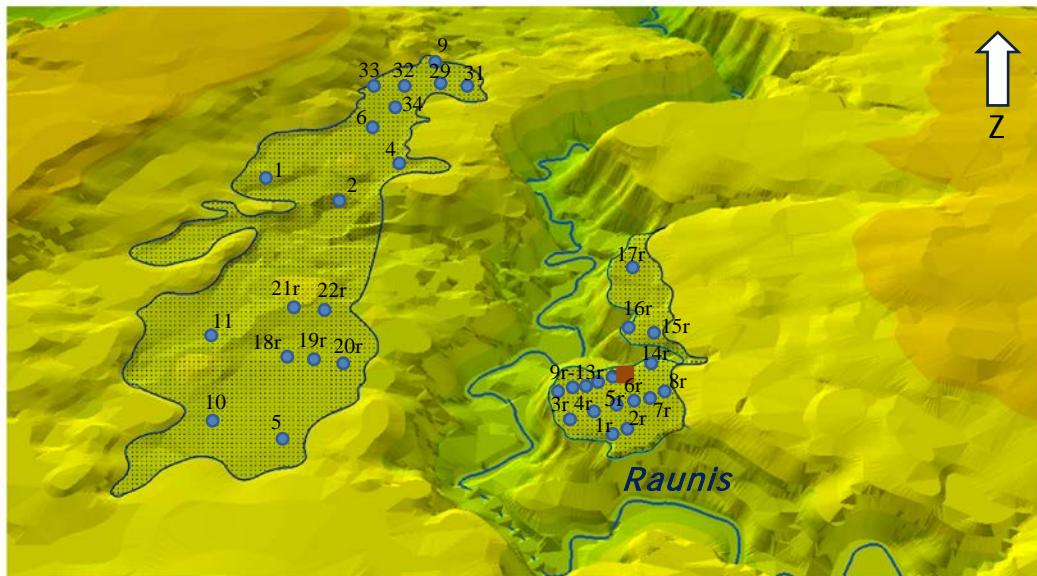


4.36. attēls. Vaives un Rauņa ieleju sistēmas un tām pieguļošās teritorijas kvartāra nogulumu karte (Zīverts, Arkharova, 1981, ar autora papildinājumiem). Ģenētiskie tipi un to iespējamais vecums: 1 – glaciogēnie nogulumi (gQ₃ltv); 2 – glaciofluviālie nogulumi (fQ₃); 3 – leduslaikmeta beigu posma aluviālie virspalu terašu nogulumi (aQ₃); 4 – holocēna aluviālie virspalu terašu nogulumi (aQ₄); 5 – palienes aluviālie nogulumi (aQ₄); 6 – lacustrīne – aluviālie nogulumi (l-aQ₄); 7 – glaciolacustrīne nogulumi (glQ₃) 8 – lacustrīne nogulumi (lQ₄); 9 – purva nogulumi (bQ₄); 10 – koluviālie nogulumi (dQ₄); 11 – proluviāli – koluviālie nogulumi (pdQ₄); 12 – proluviālie nogulumi (pQ₄); 13 – saldūdens kaļķieži (chQ₄); Litoloģija: 14 – māls; 15 – aleirītiska smiltis; 16 – smalka smiltis; 17 – vidēji graudaina smiltis; 18 – smiltis ar granti; 19 – kūdra; 20 - litostratigrāfisko un ģenētisko robežu vienību robežas: a) konstatētās, b) iespējamās; 21 - Linkuvas fāzes malas veidojumu josla; ar cipariem apzīmēts: 1 - Mežoles pauguraine; 2 - Dzirņupes-Augšvaives ledājkūšanas ūdeņi noteces leja (Veselavas ieplaka); 3 - Veselavas galamorēna; 4 - Trikātas pacēlums; R - Rauņa paleoezers

Figure 4.36. Map of Quaternary surface deposits in the watershed of rivers Vaive and Rauņa and adjacent area (Zīverts, Arkharova, 1981, with the author's corrections). Genetic types and suspected age of sediments: 1 – glaciogenic deposits (gQ₃ltv); 2 – glaciofluvial deposits (fQ₃); 3 – late glacial alluvial deposits of river terraces (aQ₃); 4 – postglacial alluvial deposits of river terraces (aQ₄); 5 – floodplain alluvial deposits (aQ₄); 6 – lacustrine – alluvial deposits (l-aQ₄); 7 – glaciolacustrine deposits (glQ₃) 8 – lacustrine deposits (lQ₄); 9 – mire deposits (bQ₄); 10 – colluvial deposits (dQ₄); 11 – proluvial – colluvial deposits (pdQ₄); 12 – proluvial deposits (pQ₄); 13 – freshwater limestone (chQ₄); 14 – clay. Lithology: 15 – sandy silt; 16 – fine grained sands; 17 – medium grained sand; 18 – sand with gravel; 19 – peat. Boundaries of lithostratigraphic and genetic units: 20a - proven, 20b - supposed 21 - Linkuva phase ice-marginal zone; numbers shows: 1 - Mežole Hilly Area; 2 - Dzirņupe – Upper Vaive meltwater drainage valley ; 3 - Veselava end moraine; 4 - Trikāta Rise; R - Rauņa palaeolake.

Slāņkopas izplatību samērā precīzi iezīmē 110 m horizontāle un morēnas atsegšanās zemes virsmā augstākos līmeņos. Bazālās morēnas virsa daudzos gadījumos ir izskalota, par ko liecina sīku akmeņu un oļu koncentrācija atsevišķās vietās. Rauņa paleoezera sašaurinātais gals sakrīt ar Rauņa ielejas šaurā, līdz 37 m dziļā, terasētā posma sākumu, kas turpinās līdz Priežkalnu un Staļļu mājām (Zelčs *et al.*, 2009). Ņemot par pamatu Rauņa paleoezera nogulumu galējo izplatību, ielejas labajā krastā, kas sakrīt ar 110 m horizontāli, tika izveidots iespējamais paleobaseina izplatības modelis. Tas liecina, ka Rauņa paleoezera ir bijis lielāks, nekā tas tika agrāk uzskatīts.

Baseina nogulumi ir izplatīti arī samērā plašā teritorijā Rauņa ielejas kreisajā krastā (4.37. attēls). Ģeoloģiskās urbumu lokalizācijas dati un urbšanas rezultāti apstiprināja pētījuma sākumā izvirzīto hipotēzi par iespējamo baseina nogulumu izplatību ielejas kreisajā krastā līdz 110 m līmenim.



4.37. attēls. Rauņa paleoezera nogulumu izplatība. Paleoezera nogulumu izplatība ir parādīta kā punktoti laukumi; zilie aplīši - urbumi; brūnais kvadrāts - skatrakums. Digitālais zemes virsmas modelis ir iegūts no M:10 000 topogrāfiskajām kartēm.

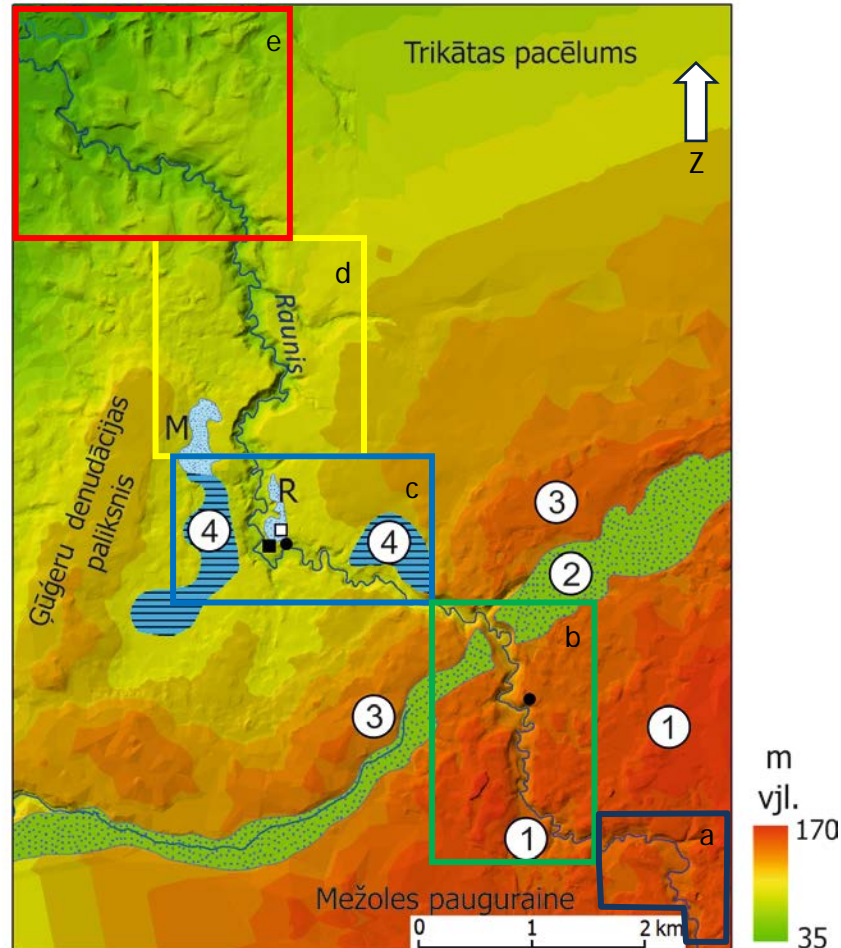
Figure 4.37. Prevalence of the Raunis palaeolake sediments. Occurrence of the palaeolake sediments is marked as dotted areas; blue circles - boreholes; brown square - test pit. Digital elevation model is derived from topographic maps of scale 1:10,000.

Ģeoloģiskajos urbumos (4.37. attēls) tika konstatēts, ka aptuveni 1 km ziemeļrietumos no Upīšu mājām un 450 m uz dienvidrietumos no Mīlīšu mājām ielejas kreisajā krastā zem kūdras nogulumu paguļ sapropelis. Ieplakās starp pacēlumiem sapropelis satur gliemju čaulas. Sapropela biežums kopumā nepārsniedz 1,5 m. Vairākos urbumos tas ir nedaudz smilšains. Uz sapropela uzguļ vāji, līdz vidēji labi sadalījusies kūdra, kas griezumā uz augšu pāriet labi sadalījušās kūdrā. Kūdras kopējais biežums izpētītajā teritorijā nepārsniedz 2 m. Paleoezera nogulumi izplatīti DDR – ZZA virzienā stieptā 350 – 400 m garā un 150 m platā joslā (4.37. attēls). Jāpiemin, ka organogēno nogulumu biežums palielinās virzienā uz ziemeļziemeļaustrumiem.

Ņemot vērā modeļa datus, kā arī lauka pētījumu rezultātus, pastāv liela varbūtība, ka iepriekšminētie nogulumi ir Rauņa paleoezera nogulumu turpinājums, jo topogrāfiski tie abi atrodas vienā līmenī (110 m vjl.), bet vienu paleoezera nogulumu areālu no otra šķir erozijas forma - Rauņa ieleja. Tomēr pagaidām nav zināms kreisajā krastā izplatīto paleoezera nogulumu precīzais vecums.

Rauņa ielejas garenprofils un terases

Rauņa ielejā tika izdalīti pieci morfoloģiski atšķirīgi upes ielejas posmi (4.38. attēls) - augštece - Vengeri, Vengeri - Birznieki/Plūči, Birznieki/Plūči - Cielaviņas, Cielaviņas - Staļļi, Staļļi - ieteka Raunā. Rauņa ielejas posmu nošķiršana balstās uz morfoloģiskiem rādītājiem, galvenokārt ielejas šķērsgriezumā, dziļumu un krituma izmaiņām upes garenprofilā. Pakārtota nozīme tika piešķirta gravielejām un gravām, kā arī citiem ielejas elementiem, piemēram, gultnes platumam vai dziļumam.



4.38. attēls. Rauņa ielejas garenprofilā nošķirto posmu izvietojums. Apzīmējumi: a – augštece - Vengeri; b – Vengeri - Birznieki/Plūči, c – Birznieki/Plūči - Cielaviņas, d – Cielaviņas - Staļļi, e – Staļļi - ieteka Raunā; 1 - Mežoles grēda; 2 - Dzirnupes-Augšvaives ledājkušanas ūdeņi noteces leja (Veselavas ieplaka); 3 - Veselavas gala morēnas valnis; 4 - leduslaikmeta beigu posma un holocēna sākuma paleo ezeri – R - Raunis; M - Mīlīši; melnais kvadrāts - ^{14}C paraugošanas vieta no 1963. līdz 1975. gadam; baltais kvadrāts - ^{14}C paraugošanas vietas 2008. un 2010. gadā; melnie punkti norāda atsegumus ar augu atlieku slāņiem. Digitālais zemes virsmas modelis ir iegūts no M:10 000 topogrāfiskajām kartēm.

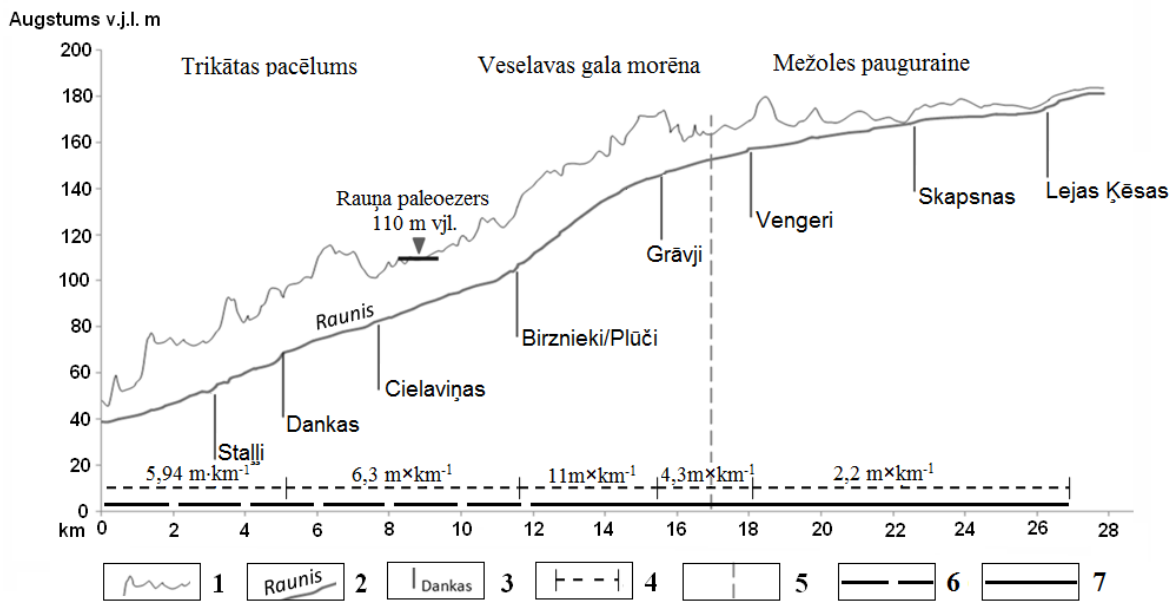
Figure 4.38. Location of longitudinal profile sections of the River Raunis. Legend: a – riverhead - Vengeri; b – Vengeri - Birznieki/Plūči, c – Birznieki/Plūči - Cielaviņas, d – Cielaviņas - Staļļi; e - Staļļi – the River Raunis mouth; 1 - Mežole Hilly Area; 2 - Dzirnupe – Upper Vaive meltwater drainage valley; 3 - Veselava end moraine; 4 - palaeolakes – R - Raunis; M - Mīlīši; black square - ^{14}C sampling sites from 1963 to 1975; white square - ^{14}C sampling site in 2008 and 2010; black dots - outcrops with interlayers of plant remains. Digital elevation model is derived from topographic maps of scale 1:10,000.

Virspalu terases kartē ir ievietotas manuāli, izmantojot topogrāfiskos datus un lauka novērojumus. Terašu analīzi ir iespējams veikt arī automatizēti, izmantojot digitālā augstuma modeļa datus (Demoulin *et al.*, 2007). Tomēr šai metodei ir vairāki ierobežojumi, un ņemot vērā to, ka terases ir fragmentētas, tad, izmantojot automatizēto

metodi, tiktu pieļautas rupjas kļūdas, kas izpaustos kā neatbilstība esošajai realitātei. Upes augštecē ģeoloģiskās kartēšanas laikā (Zīvertis, Arharova, 1981; Juškevičs, 2000b) konstatēti glaciofluviālie nogulumi, tomēr autora veiktie pētījumi pierāda to glaciolimnisku izcelsmi.

Posmā izteka - Vengeri, no Rauņa iztekas līdz Skapsnām, (4.38. attēls) izsekojama tikai paliene. No Skapsnām līdz Vengeriem abos upes krastos izsekojami divu līmeņu virspalu terasu fragmenti, un šaura paliene. Upes garenkritums no iztekas līdz Lejas Ķēsu mājām ir līdz $2,5 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Tikai īsā aptuveni 700 m garā Rauņa posmā augšpus Lejas Ķēsām upes garenprofila kritums ir līdz pat $6,6 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$.

No Lejas Ķēsām līdz Vengeriem kritums samazinās līdz $2,2 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$, bet tā līnija ir gandrīz taisna ar ļoti lēzenu izliekumu posma augšdaļā. Līdz Skapsnu mājām Rauņa gultne ir iztaisnota un pārveidota par meliorācijas grāvi, reljefā ieleja nav izteikta. Lejteces virzienā līdz Vengeru mājām (3.39. attēls) ielejas dziļums pakāpeniski pieaug līdz 10 m un platums sasniedz 150 m. No Vengeriem līdz Grāvjiem Rauņa ielejā fragmentāri sastopami divu virspalu terašu fragmenti, kas ar lielākiem pārtraukumiem izsekojami abos upes krastos. Upes gultnes garenkritums pakāpeniski palielinās līdz $4,3 \text{ m}/\text{km}$. Garenprofila līnija ir ļoti lēzeni izliekta un drīzāk atgādina upes teces vidusposmam atbilstošu morfoloģiski neizveidota profila līniju. Rauņa ielejas dziļums pakāpeniski pieaug no 10 līdz 15 m.

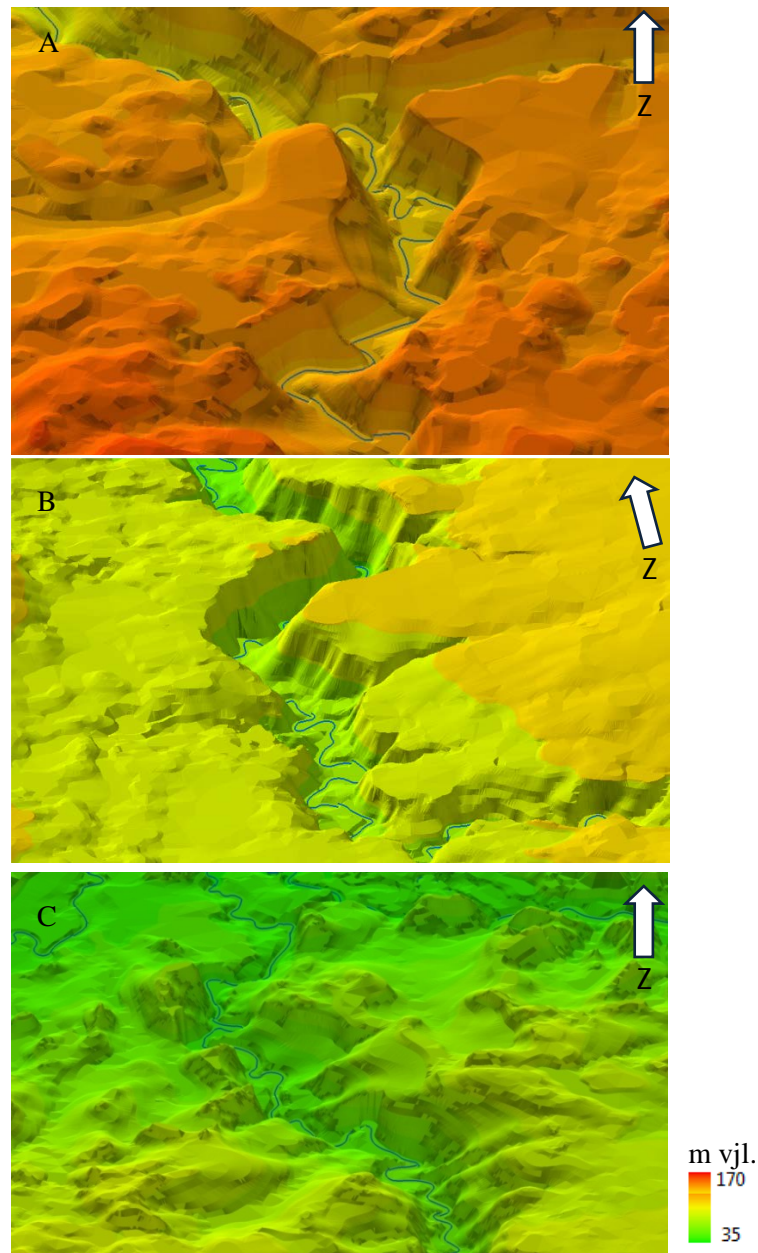


4.39. attēls. Rauņa ielejas garenprofils. Vertikālais mēroga pārspīlējums 65:1. Apzīmējumi: 1 – topogrāfiskais profils gar upes ielejas pamatkrasta augšējo kroti; 2 - Rauņa gultnes garenprofils; 3 – māju nosaukumi; 4 - gultnes garenprofila krituma lūzumpunkti; 5 - litiskā robeža starp devona terīgēnajiem un karbonātskajiem nogulumiežiem. Galvenie upes garenprofila posmi: 6 – ieteka Raunā – Dankas – Birznieki/Plūči; 7 – Birznieki/Plūči – Grāvji – Vengeri – Lejas Ķēsas.

Figure 4.39. Longitudinal profile of the River Raunis valley. Vertical exaggeration is 65:1. Legend: 1 - topographical profile along the river valley bank; 2 - longitudinal profile of the river bed; 3 – name of farmhouses; 4 – with abrupt change in stream gradient; 5 – a lithic border between Devonian terrigenous and carbonatic rocks. Main stretches of the longitudinal profile: 6 – the river mouse – Dankas – Birznieki/Plūči; 7 – Birznieki/Plūči – Grāvji – Vengeri – Lejas Ķēsas.

Atšķirīga situācija veidojas nākamajā posmā no Grāvjiem līdz Birznieku un Plūču mājām (4.39. attēls), kur vērojams straujš upes gultnes garenkrituma pieaugums – līdz $11 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Šajā posmā starp Dzirnupītes ieteku un Grāvjiem, ir stāvākais gultnes kritums visā ielejā, kas sasniedz pat $12 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Gultnes garenkrituma pieaugums atgādina pārgāzni.

Paliene ir ļoti šaura, un novērojami viena līmeņa terases fragmenti. Šajā posmā Raunis šķērso Veselavas gala morēnas valni, Dzirnupītes un Vaives pazeminājumus, kas valni atdala no Mežoles pauguraines orientētā paugurgrēdu reljefa. Ielejas dziļums līdz Birznieku/Plūču mājām sasniedz 30-35 m (4.40. attēls).



4.40. attēls. Rauņa ielejas morfoloģija posmos: A - Vengeri - Birznieki/Plūči; B - Cielaviņas - Staļļi; C - Staļļi - ieteka Raunā. Digitālais zemes virsmas modelis ir iegūts no M:10 000 topogrāfiskajām kartēm.

Figure 4.40. Morphology of stretches of the River Raunis valley: A - Vengeri - Birznieki/Plūči; B - Cielaviņas - Staļļi; C - Staļļi - River Raunis mouth. Digital elevation model is derived from topographic maps of scale 1:10,000.

Upes gultnes garenprofils lejup pa upi no Birznieku un Plūču mājām līdz Dankām samazinās līdz $6,3 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$ (4.39. attēls). Gultnes profila līnija ir gandrīz taisna, beidzas ar strauju un īslaičīgu krituma palielināšanos, respektīvi, krācēm lejpus Dankām. Rauņa garenkritums posmā no Dankām līdz ietekai Raunā pakāpeniski samazinās no $5,94 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$ līdz $4,7$ un $3,6 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}$. Ja neskaita atsevišķus nelīdzenumus, kas saistīti ar akmeņu

koncentrāciju Rauņa gultnē un palielina gultnes raupjumu, garenkritums veido nedaudz lēzeni ieliektu līniju, kas būtībā atgādina upes vidusteces posmam raksturīgo dinamiskā līdzsvara profila daļu, pa kuru tekošā ūdens plūsmas iedarbības spēks ir vienāds ar gultni veidojošo iežu pretestību. Tomēr priekš upes lejusteces posma tas ir pārāk stāvs un uzskatāms kā neizveidots. Savienojumā ar iepriekšējā Birznieku/Plūču - Danku posma profilu tas ļoti atgādina upes augšteces un vidusteces posma garenprofilam raksturīgo morfoloģiju.

Ielejas dziļums no Birzniekiem līdz Rauņa paleoezeram samazinās līdz 15-20 m, bet ielejas platums pieaug līdz 300 m. Ielejas dziļums pieaug Posmā Cielaviņas - Staļļi (4.40. Attēls), dienvidos no Danku mājām, sasniedzot 40 m. Pamatkrastu nogāzes ir stāvas visā upes garumā. Līdz ietekai Raunā ieleja kļūst seklāka, lejtecē tās dziļums nepārsniedz 10 m un platums pieaug līdz 350 m. Savienojot posmus ieteka Raunā – Dankas – Birznieki/Plūči kopējais garenprofils atgādina upes augšteces un vidusteces posma garenprofiliem raksturīgo morfoloģiju. Apvienojot garenprofila posmu Birznieki/Plūči – Grāvji un Grāvji – Vengeri līdz Lejas Ķēsu mājām, iegūstam līdzīga rakstura garenprofilu iepriekš apskatītajam.

Paraugu ievākšanas vietu radioaktīvā oglekļa analīžu raksturojums un rezultāti

Rauņa griezumā ir iegūti vairāki augu atlieku radioaktīvā oglekļa absolūtā vecuma datējumi. Augu atlieku vecums no nogulumiem, kas raksturoti ar apakšējo sporu – putekšņu kompleksu, ir 13390 ± 500 (Mo – 296) (Vinogradov *et al.*, 1963), 13250 ± 160 (TA – 177) (Punning *et al.*, 1968) un 13320 ± 250 (Ri – 39) (Stelle *et al.*, 1975a; Stelle *et al.*, 1975b) ^{14}C gadi. Vairāki autori (Savvaitov, Straume, 1963; Savvaitov *et al.*, 1964) uzskatīja, ka organiskā materiāla izkliedētās atliekas saturošo ledājkūšanas ūdeņu nogulumu uzkrāšanās ir notikusi pirms ledāja malas atkārtotas uzvirzīšanas Linkuvas fāzes laikā. Iepriekš uzskaitītie absolūtā vecuma datējumi ir izmantoti ledāja aktivizācijas maksimālā vecuma noteikšanai (Serebryanny, Raukas, 1966; Punning *et al.*, 1968).

Tomēr jaunākajos pētījumos (Zelčs *et al.*, 2009) morēnas nogulumu pārsedze Rauņa slāņiem netika konstatēta un Tallinas Tehnoloģiju Universitātes Ģeoloģijas Institūta, Miami Beta Analytic un Poznaņas laboratorijā veiktie nogulumos izkliedēto organisko augu makroatlieku datējumi uzrāda šāda ^{14}C vecumu (4.1. tabula). Organiskais materiāls vecuma noteikšanai tika noņemts no atseguma sienas (Beta-70902 un AA53593) un skatrakumiem (^{14}C datējumi nr. Tln3114, Tln3113, Tln3112, Poz-38331, Poz-38331; Veselavas purvā - Tln3111) (Kalniņa *et al.*, 2009; Zelčs *et al.*, 2009; Amon, 2011). Šie dati parāda, ka nogulumi uzkrājušies pēc ledāja malas atkāpšanās no Linkuvas malas veidojumiem Veselavas apkārtnē, un ka nogulumu uzkrāšanās Rauņa labajam krastam pieguļošajā teritorijā ir notikusi līdz pat boreāla beigām.

4.1. tabula. Radioaktīvā oglekļa datēšanas rezultāti
Table 4.1. The results of the radiocarbon dating

Intervāls, cm no zemes virsmas	Vecums, gados pirms mūsdienām	¹⁴ C datējuma laboratorijas nr.	Datējamais materiāls	Koordinātas
199-205	9450 ± 80	Tln3114	aleirīts	25°26'4,054" E 57°17'38,618"N
205-215	9517 ± 80	Tln3113	kūdra	25°26'4,054" E 57°17'38,618"N
218-236	9624 ± 90	Tln3112	aleirīts	25°26'4,054" E 57°17'38,618"N
465	13280 ± 105	Poz-38331	aleirīts ar organisku vielu	25°26'4,054" E 57°17'38,618"N
490	13420 ± 60	Poz-38331	izkļiedēta organiska viela	25°26'4,054" E 57°17'38,618"N
75-150	8020±70	Beta-70902	kūdra	25°25'59,857"E 57°17'36,605"N
150-170	9,709 ± 78	AA53593 LAT	kūdra	25°25'59,857"E 57°17'36,605"N
60-72	3321±60	Tln3111	kūdra	25°29'13,919"E 57°17'28,9"N

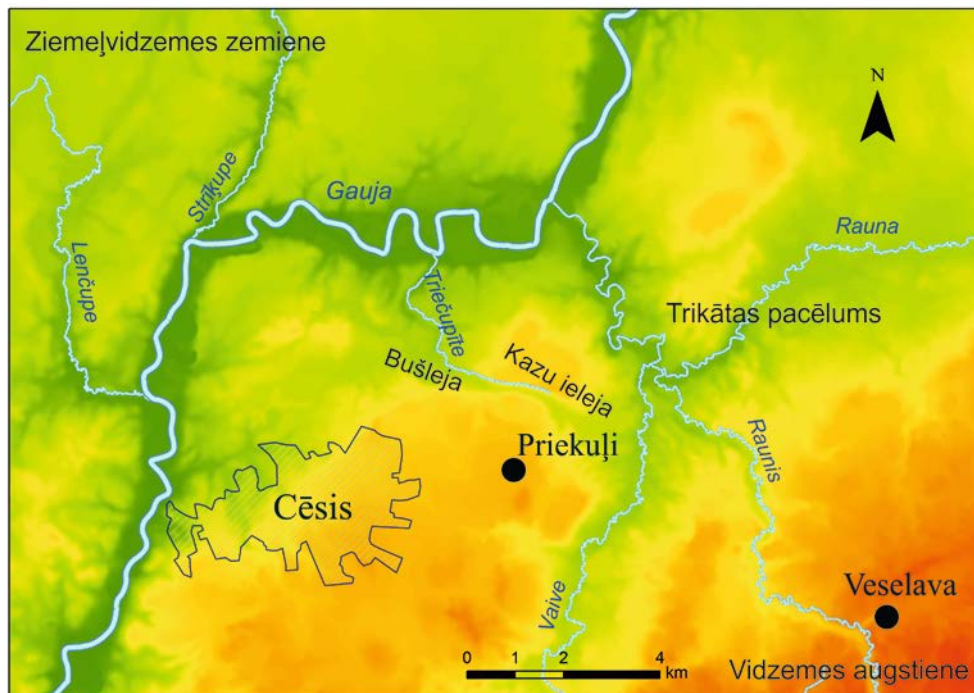
4.5. Kazu ielejas un Bušlejas ieleju sistēma

Kazu ieleja (Kazugrava) ir 3,6 km gara, 0,3-0,8 m plata un 35-42 m dziļa senieleja, kas stiepjas no Gaujas senielejas līdz Vaives senielejai, 1,8 km uz ziemeļiem no Priekuļiem. Uz ziemeļrietumiem no Rīgas-Valgas dzelzceļa uzbēruma Kazu ieleja sazarojas (4.41. attēls), veidojot Triečupītes un Bušlejas atzarus (Āboltiņš, 1998b).

Pēc ģeoloģiskās kartēšanas datiem (Bendrupe, Arharova, 1981), ieleja ir dziļi iegrauzta vidusdevona Burtņieku svītas aleirolītā, mālā un smilšakmenī, Gaujas svītas mālā un smilšakmenī un augšdevona Amatas smilšakmenī, kā arī Pļaviņu svītas dolomītā. Kazu ielejas zemākajā daļā pirmskvartāra nogulumiežus klāj augšpleistocēna morēna (Juškevičs, 2000b; Āboltiņš, 1998b), kas norāda uz ielejas veidošanos proglaciālos apstākļos vismaz Vēlā Vislas ledāja maksimālās transgresijas laikā, kad ledus masas klāja Vidzemes Latviju. Mūsdienu ielejas veidošanās un tai pieguļošās apkaimes glacigēnā reljefa pārveidošana aizsākās Burtņieka ledus lobam atkāpjoties no Linkuvas ledāja malas veidojumu joslas, un ir saistāma ar Gaujas, Raunas un Vaives ieleju un lokālo ledājūdeņu un paliku baseinu attīstību pēdējā leduslaikmeta beigu posmā. Tomēr neapšaubāmi, ka Kazu ielejas novietojumu un morfoloģiju ietekmējuši ne tikai pēdējā leduslaikmeta beigu posma procesi, bet arī senākas subkvartārās virsmas saposmojuma un uzbūves īpatnības.

Kazu ielejai ir U veida šķērsprofils. Tās nogāzes ir ļoti stāvas, vietām sasniedz dabiskā nobiruma leņķi. Ielejas augšdaļā Pļaviņu svītas dolomīts veido stāvas kraujas. Tajos smilšakmens pagulslāņa sufozijas un plaisainā dolomīta iegruvumu rezultātā ir izveidojušās vairākas alas un iežu kritenes. Pavisam Kazu ielejas labā krasta kraujā ir apzinātas 8 alas, kā arī viena Kazu ielejas kreisā krasta nogāzē. Pazīstamākās ir Lielā, Vidējā un Mazā Sikspārņu ala, kā arī Kazu ielejas jeb Kazugravas kreisā krasta ala un

Ceipu bezdibenis, kas ir šahtveidīga ala ar vertikālu 5 m dziļu ieejas atveri Mazcepu mājas pagalmā. Lielā Sikspārņu ala, tāpat arī Vidējā un Mazā Sikspārņu ala ir lielākās dolomīta alas Latvijā. Visticamāk, ka alu pamatnes atspoguļo kādreizējo gruntsūdens līmeni, kas kalpoja par erozijas bāzi.

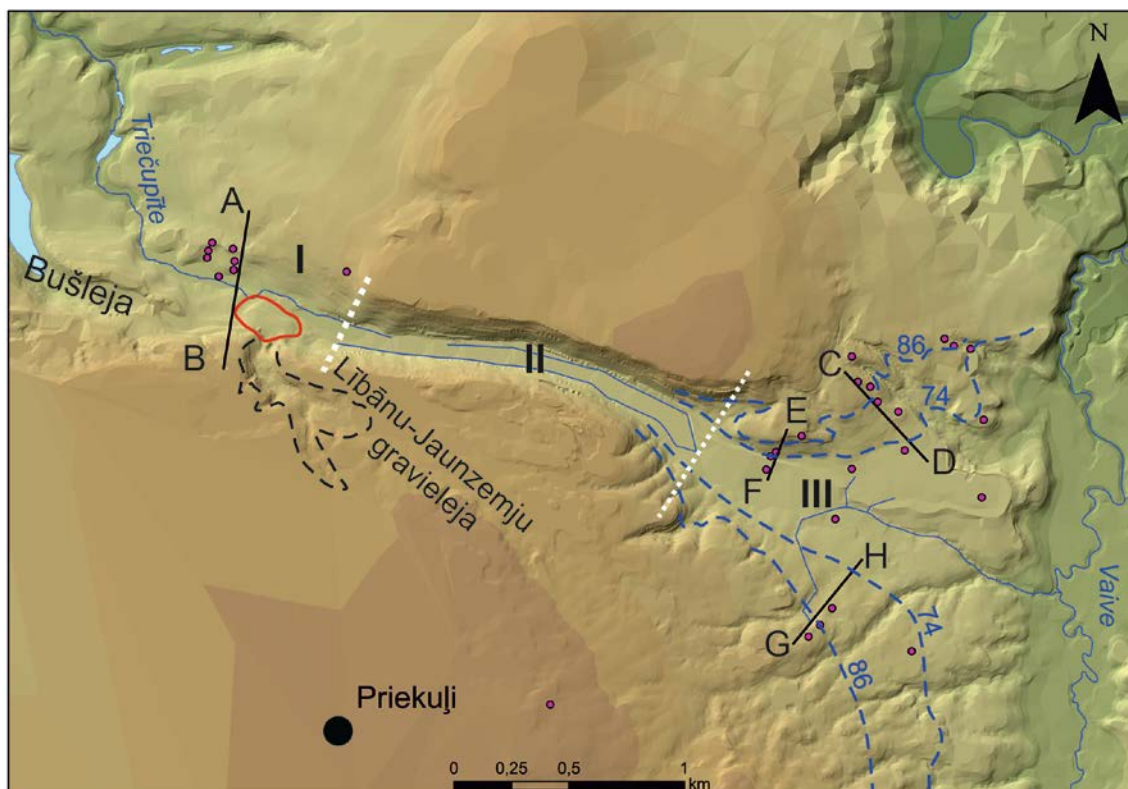


4.41. attēls. Kazu ielejas novietojums starp Vaives un Gaujas senielejām. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 4.41. Location of Kazu valley between river Vaive and river Gauja spillway. DTM derived from SRTM.

Nogāžu lejasdaļā parādās morēnas nogulumu, kurus vietām pārsedz saldūdens kaļķieži (Āboltiņš, 1998b). Ielejas ZR galā atsedzas līdz 6 m augstais un 50 m garais Lībānu - Jaunzemju šūnakmens atsegums, kas veidojies kalcītam izgulsnējoties no karbonātiskiem avotu ūdeņiem. Netālu izplūstošie avoti satek strautā un veido ap 7 m augstu vairākpakāpju krāčveida ūdenskritumu. Ar koluviālajiem nogulumu klātā kaļķiežu slāņkopa veido ZR-DA virzienā garenstieptu iegulu. Tās garums ir vismaz 450 m, platums – 40-50 m bet maksimālais biezums sasniedz 12,2 m. Putekšņu analīzes dati liecina, ka visintensīvāk kaļķieži ir uzkrājušies no boreālā līdz subatlantiskajam laikam (Danilāns, 1957). Tāpat ielejas gultnē ir uzkrājušies kūdra un mūsdienu aluviālie nogulumu (Āboltiņš, 1995a).

Kazu ieleja ir iedalāma trīs ģeomorfoloģiski atšķirīgos posmos – ziemeļrietumu paplašinājumā, vidusposmā un dienvidaustrumu paplašinājumā (4.42. attēls). Pētījumu rezultāti liecina, ka Kazu ielejas dienvidaustrumu paplašinājumā izplatīti Kārkliņu paleozera nogulumu un izsekojamas krasta līnijas un terasveidīgas reljefa formas. 300 m uz rietumiem no Priekuļu – Jāņmuižas ceļa, smalkas līdz vidēji rupjas smilts nogulumos izsekojamas divas terašu virsmas – attiecīgi 74 un 77 m vjl. (4.43. attēls). Analogiskā augstumā konstatētas divas terases starp Zīļuku un Rāviņu mājām.

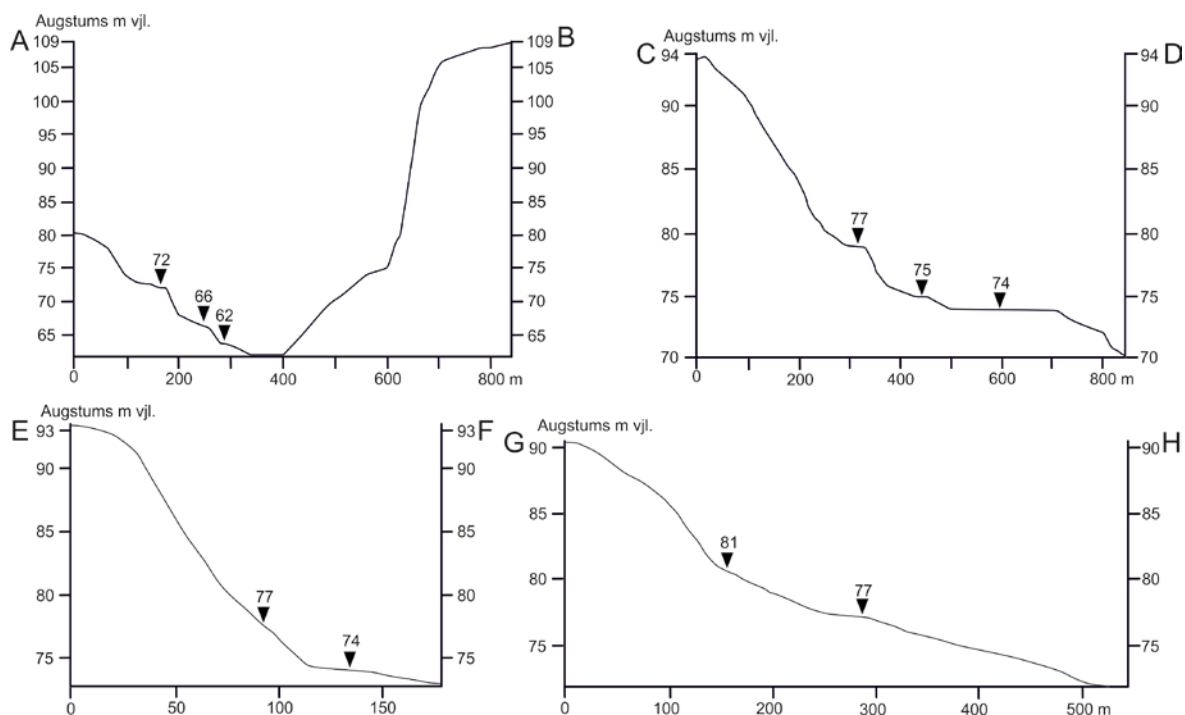


4.42. attēls. Kazu ielejas un pieguļošās teritorijas digitālais zemes virsmas modelis. Apzīmējumi: melnās nepārtrauktās līnijas – šķērsprofili; sarkanie punkti – urbumu vietas; zilās pārtrauktās līnijas – Kārkliņu paleobaseina krasta līnijas; sarkanā līnija – saldūdens kaļķiežu iegula; baltās punktotās līnijas – Kazu ielejas ģeomorfoloģiskie posmi: I - ziemeļrietumu paplašinājums; II - vidusposms; III - dienvidaustrumu paplašinājums. Digitālais zemes virsmas modelis ir iegūts no M:10 000 topogrāfiskajām kartēm.

Figure 4.42. Digital elevation model of the Kazu ieleja valley and surrounding area. Solid black lines show location sites of profiles; red dots indicate the location of boreholes; blue dashed lines indicate the shorelines of the Kārkliņu palaeobasin; the contour marked by a red solid line denotes the location of the freshwater tufa apron; white lines separate geomorphologically distinct parts of the Kazu ieleja valley: I – north-western extension; II – middle part; III – south-eastern extension. Digital elevation model is derived from topographic maps of scale 1:10,000.

Hipsometriski visaugstāk (87 m vjl.) līdzīgi smilts nogulumi tika konstatēti 350 m dienvidos no Kazupju mājām. Augstāk virs tiem zemes virspusē atsedzas morēnas nogulumi. Ņemot par pamatu smalkas līdz vidēji rupjas smilts nogulumu izplatību, tika izveidots Kārkliņu paleobaseina modelis. Tas tika pārbaudīts, veicot ģeoloģiskos kontrolurbumus. Apstiprinājās, ka paleobaseina un ar tiem saistītie fluviālie nogulumi ir izplatīti krietni plašākā teritorijā, nekā tas atspoguļots Gaujas Nacionālā parka M 1:50 000 ģeoloģiskās kartēšanas rezultātos (Zīverts, Arharova, 1981), kuros glaciokvālo nogulumu izplatība šajā Kazu ielejas posmā ir fiksēta tikai nelielā platībā, augstumā tikai līdz 75 m vjl. (4.43. attēls).

Vidusposmā Kazu ielejai nav sastopamas terases. Kazu ielejas ziemeļrietumu paplašinājuma austrumu nogāzē pie Upmaļu mājām izsekojamas trīs terases, no kurām divas augstākās ir erozionālas izcelsmes. Augstākā terase atrodas 72 m vjl., bet vidējās un zemākās terases līmeņi attiecīgi ir 66 m un 64 m (4.43. attēls). 50 m uz ziemeļrietumiem no Upmaļu mājām vienā zondējumā konstatēti baseina nogulumi 65 m augstumā vjl. Balstoties uz glaciokvālo nogulumu izplatību, tika izveidots Kārkliņu paleobaseina izplatības modelis. Tas tika testēts lauka pētījumos, veicot kontrolurbumus, kuri apstiprināja modeļa atbilstību reālajai ģeoloģiskajai uzbūvei.



4.43. attēls. Kazu ielejas šķērsprofili. Trijstūri norāda terasu un krasta līniju augstumu. Profilu izvietojumu sk. 4.42. attēlā.

Figure 4.43. Cross profiles of the Kazu ieleja valley. Triangles indicate detected terrace and shoreline levels. See Figure 4.42 for location of outcrops.

Jauniegūtie lauka pētījumu rezultāti norāda, ka šī paleobaseina robeža būtu pārceļama uz 86 m vjl. (4.42. attēls), augstāk virs šī līmeņa zemes virsmā atsedzas morēnas nogulumi. Glacioakvālo nogulumu izplatība, zemes virsmas topogrāfiskās izmaiņu raksturs un terasveida līmeņu izvietojuma īpatnības ir pietiekams pamats, lai apgalvotu, ka Kārkliņu paleobaseins noplūdis pa Kazu ieleju rietumu virzienā, tālāk pa Bušleju un Triečupītes pazeminājumu. Ūdens līmenim pazeminoties līdz 74 m vjl., ūdens drenāža pa Bušleju nebija iespējama sakarā ar reljefa paaugstinājumu pie Pakalnīšu mājām, kas veido sliksni, tādējādi baseins turpināja drenēties pa Triečupītes pazeminājumu. Baseina līmenis krities pakāpeniski, uz līmeņu stabilizācijas epizodēm norāda arī terases Kazu ielejas austrumu paplašinājumā.

5. Diskusija

Rezultāti pierāda, ka pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā pārejas joslā no Vidzemes augstienes uz ledāja zemienēm pieledāja ezeri bija izplatīti daudz plašākā teritorijā nekā līdz šim tika uzskatīts. Lielākajā daļā no areāliem, kuri dažāda mēroga ģeoloģiskajās vai ģeomorfoloģiskajās kartēs (Straume *et al.*, 1981b; Juškevičs, 2000a u.c.) ir parādīti kā glaciofluviālo nogulumu vai to veidoto līdzenumu izplatības vietas, ir sastopami glacioakvālie nogulumi, kas interpretējami kā glaciolimniskas vai glaciofluviāli-glaciolimniskas izcelsmes veidojumi (Krievāns, Zelčs, 2015). Tas būtiski izmaina līdzšinējos priekšstatus par ledājukušanas ūdeņu noteces veidošanos un attīstību Lejas Gaujas senielejai pieguļošajā teritorijā. Pētījuma rezultāti liecina, ka vairums Gaujas kreisā krasta pirmās un otrās pakāpes pietekas, kuras plūst no Vidzemes augstienes uz Ziemeļvidzemes zemieni, veidojušās, noplūstot paliku baseiniem. Savukārt Gaujas labā krasta pietekas veidojušās, ledājukušanas ūdeņiem noplūstot no ledāja malas vai gar to uz zemākos hipsometriskajos līmeņos izvietotajiem ledus sprostezeriem un Gaujas ledājukušanas ūdeņu noteces ieleju.

5.1. Ledus ezeru un paliku ezeru izplatības laiktelpiskās izmaiņas saistībā ar ledāja malas veidojumu joslām

Līdz šim pastāvēja uzskats, ka Vidzemes augstienē glaciolimniskie un daļēji arī glaciofluviālie līdzenumi sastopami reti (Āboltniņš *et al.*, 1975; Meirons *et al.*, 1976). Pieledāja baseinos nogulsnēto nogulumu izplatība liecina, ka glaciolimniskie līdzenumi aizņem lielākus reljefa pazeminājumus. Salīdzinājumā ar ledāja zemieņu apvidiem šie nogulumi ir uzkrājušies relatīvi nelielos, taču, ņemot vērā augstieņu reljefa saposmju, samērā plašos izolētos pazeminājumos. Augstienes teritorijā šie pieledāja sprostezeri bija bagāti ar līčiem un izteikti izrobotu krasta līniju (sk. 4.1., 4.3., 4.6., 4.9. un 4.15. attēlus). Paleoezeru attīstības pirmsākumos tie attīstījās un veidojās pakāpeniski noplūstot uz pazeminājumiem un ieplakām, iekšledāja ezeriem, kuru precīzākais izvietojums atspoguļots Markota (Markots, 2013) pētījumā. Āboltniņš un līdzautori (Āboltniņš *et al.*, 1975), un Meirons un līdzautori (Meirons *et al.*, 1976) uzsver, ka glaciofluviālie līdzenumi pārsvarā ir izplatīti augstieņu centrālās un perifēriālās zonas apvidos. Šī pētījuma 1.3. nodaļā sniegtajā teritorijas uzbūves un mūsdienu reljefa attīstības aprakstā redzams, ka līdz šim pētnieki nav apskatījuši iespējamību, ka sprostezeru un paliku ezeru nogulumi ir izplatīti ievērojami plašākā teritorijā un lielākā daudzveidībā. Mūsdienās zināšanas par ledājudeņu un ārpusledāja ūdeņu noteces un ūdenstilpņu veidošanos ir kļuvušas ievērojami pilnīgākas, nekā tas bija agrākajos gados. Daudzi areāli, kuri agrākos pētījumos ir interpretēti kā glaciofluviālie līdzenumi, kēmu-sandru reljefs vai sandri, balsoties uz šī pētījuma rezultātiem, var tikt reinterpretēti kā pieledāja vai paliku ezeru izplatības areāli (sk. 4.1. apakšnodaļu).

Senākie un arī hipsometriski visaugstāk novietotie pieledāja ezeri sāka veidoties, ledājam atkāpjoties, iespējams, jau no Kaldabruņas fāzes malas veidojumiem, bet noteikti Gulbenes fāzes deglaciācijas laikā. Šajā laikā Vidzemes augstiene atbrīvojās no aktīva ledus segas un ieplakās veidojās aprimušā ledus lauki (Zelčs *et al.*, 2011). Tāpat arī Latvijas akumulatīvi glaciostrukturālajās augstienēs noslēdzās plakanvirsmas pauguru veidošanās (Markots, 2011, 2013). Tādējādi, balstoties uz augstāk minētajos pētījumos sniegtajām atziņām, Krustakroga un Kleķeru pieledāja ezeru veidošanās sākusies pirms Gulbenes fāzes. Tikai pēc ledāja malas atkāpšanās līdz Gulbenes ledāja malas veidojumu joslai varēja rasties Jaunlubas (4.1. attēls), Augšrauna (4.6. attēls) un Mailes (4.9. attēls)

pieledāja ezeri. Kleķeru un Krustakroga ezeru drenāža sākotnēji varēja norisināties uz dienvidiem, virzienā uz Vidzemes augstienes centrālo daļu, kur ledājs aprima nedaudz agrāk un atradās Augšgaujas pazeminājums. Krustakroga apkārtnes teritorija, vienīgā no iepriekš uzskaitītajām ir interpretēta, kā glaciolimniskais līdzenums arī agrākās publikācijās (Āboltiņš *et al.*, 1975; Meirons *et al.*, 1976; Straume *et al.*, 1981a). Gāršas apkārtne izplatītie smilšainie nogulumi ir tikuši interpretēti kā glaciofluviālie nogulumi, kuri veido ovālas formas glaciofluviālos līdzenumus (*ibid.*). Šādu interpretāciju nepastiprina jaunākie pētījumu rezultāti (sk. 4.6. attēlu 4.1. apakšnodaļā). Tāpat ir nepieciešams pārskatīt arī Augšrauna apkārtnes teritorijas klasificēšanu par glaciofluviālo līdzenumu (Meirons *et al.*, 1976) vai sandru līdzenumu (Straume *et al.*, 1981a), jo šeit ir konstatēti glaciolimniskie nogulumi un svarīgas ir arī norādes, kuras sniedz, līdzenuma konfigurācija, zemes virsmas topogrāfija un teritorijas novietojums kontaktā ar ledāja malu. Vispārpieņemtajos priekšstatos par sandru veidošanos (Benn, Evans, 2010) norādīts, ka tie veidojas, noplūstot ledājkušanas ūdeņiem distālā virzienā no ledāja malas, veidojot distālā virzienā paplašinātus lēzenus vai viļņotus glaciofluviālo nogulumu līdzenumus ar virsmas kritumu projām no ledāja malas. Tas ir pilnīgi pretēji situācijai kāda ir konstatēta šajā teritorijā (skat. 4.1. apakšnodaļu).

Dzirkaļu un Jaunlubas apkārtnes teritorija, kur sastopami ledājezeru nogulumi (Krievāns, Zelčs 2015), pēc Āboltiņa un līdzaautoru (Āboltiņš *et al.*, 1975) paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas, atradās starp aktīvo Zemgales ledus lobi un apristošo Amatas ledus mēli. Dažādas glaciodynamiskās aktivitātes ledus saskares joslā pastiprinājās ledāja plaisāšana un veidojās marginālais reljefs (Āboltiņš *et al.*, 1975). Gulbenes fāzes laikā pēc Zemgales ledus loba atkāpšanās no Vidzemes augstienes rietumu malas marginālais reljefs veidojās pie Ķeipenes un uz rietumiem no Nītaures. Ievērojami paplašinājās teritorija, kas atbrīvojās no aprimušā ledus arī Vidzemes augstienes ziemeļu un austrumu daļā. Smiltenes tuvumā veidojās marginālais reljefs un stūra paugurmasīvi (Āboltiņš *et al.*, 1975; Meirons *et al.*, 1976). Jaunlubas pieledāja ezers atrodas dienvidrietumos no marginālā reljefa joslas un rietumos no morēnpauguru un platopauguru izplatības areāla. Teritorijai, atbrīvojoties no ledāja, šajā zonā veidojās nelieli pieledāja ezeri, uz ko norāda konstatētie smalkgraudainie un nedeformētie nogulumi (4.1. attēls). Dzirkaļu apkaimē hipsometriski augstākajā daļā sastopams neizveidojies kāpu reljefs (sk. 4.1. apakšnodaļu), tādējādi uzmanīgāk un kritiskāk būtu jācaurskata agrāko pētījumu interpretācijas par mūsdienu zemes virsmas reljefa saposmojuma veidošanās apstākļiem.

Plašāka pieledāja un paliku ezeru veidošanās sākas ledājam, atkāpjoties no Gulbenes ledāja malas veidojumu joslas un stabilizējoties tā malai Linkuvas fāzes laikā Veidojoties Sudas un Līgatnes pieledāja ezeriem teritorijās aizsākās Dzirkaļu un Jaunlubas apkaimes paleoezera drenāža. Tā veidojās pa Līgatnes ieleju uz hipsometriski zemāk novietoto ledus nosprosta ezeru, kas pletās Liepenes, Vecsinepju un Sudas apkaimē. Agrākos pētījumos (Meirons *et al.*, 1976; Straume, 1981a) šo vietu apkaimē izplatītie glacioakvālie nogulumi un līdzenumi ir interpretēti kā glaciofluviāli veidojumi. Jāņem vērā, ka termins „glaciofluviālais līdzenums” ir ļoti vispārināts, ar to saprot ledāja kušanas ūdeņu nogulumu veidotus akumulācijas viļņotus un lēzenus līdzenumus, kuri veidojušies pazeminājumos starp marginālajām joslām, ledāja malas priekšā aiz galamorēnas joslas vai arī salveida augstieņu piekāpēs un pašu augstieņu iekšējos pazeminājumu rajonos (Straume, 1979). Vispārīgi ar glaciofluviālajiem līdzenumiem apzīmē akumulācijas veidojumus, ja nav precīzi zināma to ģenēze. Jāņem vērā, ka rietumvalstīs termins „glaciofluviālais līdzenums” tiek uzlūkots kā terminu "sandrs" vai "sandru līdzenums" sinonīms. Visi pieledāja veidojumi, kas veidojušies pie ledāja malas, respektīvi vienpusējā kontaktā ar ledāju, un nav saistīti ar pieledāja ezeriem, tiek pieskaitīti pie sandriem, sandru izneses konusiem vai sandru līdzenumiem (2.2. tabula). Virkne autoru (Ashley, 2002; Benn,

Evans, 2010) norāda, ka nogulumu uzkrāšanās pieledāja ezeros neierobežojas tikai ar smalkgraudainu un aleirītisku nogulumu uzkrāšanos hidrodinamiski mierīgos apstākļos. Ja glaciālais ezers robežojas ar ledāja malu, tad parasti no ledāja ezerā ieplūst ledājkušanas ūdeņu straumes, kuras transportē rupjgraudainus nogulumus, tādējādi pieledāja ezeros var veidoties deltas un glaciofluviālo nogulumu iznesu konusi. Visticamāk Sudas, Liepenes un Vecsinepju apkaimes teritorijas ir interpretētas kā glaciofluviālie līdzenumi, tāpēc ka nav pietiekami apzināta to uzbūve un varbūtība par deltas vai iznesu konusa iespējamību. Par deltām pieledāja ezeros liecina Lejēnu un Vecsinepju karjeru griezumā (4.4. un 4.5. attēls). Līdzīgi apstākļi iepriekšminētajiem ir arī Mores apkaimē, kur zem glaciolimniskajiem nogulumiem iegūl deltas nogulumi. Noplūstot Jaunlubas un Dzirkaļu paliku ezeriem, sāka veidoties Līgatnes ielejas augštece, kura pieskaitāma pie pārgāznes ielejām.

Ledāja malai atkāpjoties līdz Gulbenes ledāja malas veidojumu joslai, paliku ezers Gāršu apkaimē noplūda uz pieledāja ezeru Skapsnu apkaimē. Turpinoties deglaciācijai, Linkuvas fāzes laikā Skapsnu apkaimes ezers (turpmāk darbā Augšrauna paleoezers) sāka drenēties pa Rauņa augšteci uz Dzirnupītes ieplaku. Pastāv dažādas interpretācijas par Amatas vidustecē novietotajiem glaciofluviālajiem nogulumiem. Āboltiņš ar līdzautoriem (Āboltiņš *et al.*, 1975) tos interpretē kā kēmus. Savukārt Meirons ar līdzautoriem (Meirons *et al.*, 1976), Amatas labajam krastam pieguļošos smilšainos nogulumus interpretē kā kēmus, bet Amatas vidusteces kreisajā krastā tie ir norādīti kā glaciofluviālie līdzenumi, savukārt pie ietekas Gaujā Amatas abos krastos tiek atzīmēts kā kēmu-sandru reljefs. Ģeoloģiskās kartēšanas M 1:50 000 laikā (Straume *et al.*, 1981b) Amatas vidusteces abos krastos atzīmēti kēmi, kurus lejteces virzienā nomaina kēmu terases. Jāpiezīmē, ka Ieriķu apkārtnē ģeoloģiskās kartēšanas laikā konstatēti paliku ezera nogulumi un uz ziemeļiem no Ieriķiem deltas. Pie pašas ietekas Gaujā ir atzīmēti glaciofluviālie līdzenumi ar atsevišķiem kēmiem (*ibid.*). Pašreiz trūkst pārliecinošu datu par Amatas vidustecē abiem krastiem pieguļošā reljefa ģenēzi. Pētījumi Amatas augstecē Rāmuļu apkārtnē (4.1. nodaļa) liecina par glaciolimnisko nogulumu izplatību Amatas labajam pamatkrastam pieguļošajā teritorijā. Nav izslēgts, ka Amatas vidustecē glacioakvālo nogulumu saposmojums ataino erozijas reljefu, līdzīgi kā tas ir Rauņa augštecei pieguļošā Gāršu apkaimes paleoezera teritorijā. Amatas ietecēšanu nelielā ledājkušanas ūdeņu ezerā pieļāvis ir arī Āboltiņš (1971). Tāpat viņš (*ibid.*) norāda, ka laikā, kad ledājūdeņi drenējās pa Amatas ieleju un ieplūda nelielajā baseinā, ir turpinājusies kēmu terašu veidošanās Amatas ielejā. Melturu apkārtnē kur lauka pētījumos tika iegūti pierādījumi par paleoezera izplatību pēdējā leduslaikmeta noslēguma posmā, tiek kartēta kā kēmu terašu un glaciofluviālo līdzenumu nogabali (Straume *et al.*, 1981a). Visticamāk šajā apkārtnē Amatas ielejā atzīmētais kēmu terašu izplatības areāls ataino ledājūdeņu, kuri plūduši no Amatas augšteces, ieplūdes nogabalu pieledāja ezerā. Atkāpjoties ledāja malai ziemeļu virzienā, Ieriķu un Melturu apkaimes paleoezers noplūda pa Amatas un Kumadas ielejām Līgatnes ledāja sprostezērā.

Āboltiņš (1971) uzskata, ka, turpinoties deglaciācijai un ledāja malai atvīroties līdz Linkuvas ledāja malas veidojumu joslai no Turaidas līdz Braslas ielejai, ledāja malas priekšā veidojās glaciofluviālais līdzenums Gaujas labajā krastā, bet kreisajā krastā sāka veidoties Siguldas (Līgatnes) lokālais sprostezers, kura līmenis sasniedza 100 m vjl. (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978, 1979). Tomēr lauka pētījumu laikā teritorijā starp Nurmižiem un Ratniekiem tika konstatēts, ka šī sprostezera augstākais līmenis ir sasniedzis absolūto atzīmi 111-112 m (4.1. apakšnodaļa). Āboltiņš (1971) uzskata, ka ilgu laiku no Braslas ietekas Gaujā līdz Amatas lejtecei, pastāvēja aprimušā ledus lauks un Silciema apkārtnē parādījās lokāls ledājkušanas ūdeņu baseins, uz kuru sāk drenēties hipsometriski augstāk novietotais Siguldas (Līgatnes) sprostezers. Pēc O. Āboltiņa (1971) un Straumes (1978, 1979) domām, Siguldas sprostezers pastāvēja neilgu laiku, vienlaicīgi ar Smiltenes sprostezeri un noplūda pa Gauju uz Silciema baseinu (Āboltiņš, 1971; Straume, 1978;

1979). 4.1. apakšnodaļā izklāstītie rezultāti par Līgatnes sprostezera hipsometrisko novietojumu un daudz plašāku glaciolimnisko nogulumu izplatību un sastopamību hipsometriski augstākos līmeņos ļauj uzskatīt agrāk interpretēto Siguldas sprostezera, kā tikai daļu no plašāka un ilgāk pastāvējuša Līgatnes sprostezera. Tas eksistēja teritorijā starp Burtnieka un Zemgales lobiem Linkuvas deglaciācijas fāzes laikā, Gaujas senielejas labajā krastā bija starplobu zona, kurā atradās arī Līgatnes sprostezers (Krievāns *et al.*, 2014a), tāpēc ir ļoti svarīgi turpināt šī sprostezera veidošanās apstākļu un attīstības gaitas izziņāšanu.

Gaujas labajā krastā pie Braslas ieteces smilšainie nogulumi ir interpretēti gan kā glaciofluviālais līdzenums (Meirons *et al.*, 1976), gan kā sandrs, kas ziemeļu daļā robežojas ar kēmu pauguraini (Straume *et al.*, 1981a). Tomēr ģeoloģiskās kartēšanas M 1:50 000 materiālos (Straume *et al.*, 1981b) Braslas lejtecē konstatēti glaciolimniskie nogulumi, kuri ziemeļu daļā robežojas ar glaciofluviālajiem nogulumiem. Šie nogulumi veido sprostezera līdzenumu, kura turpinājumā atrodas glaciofluviālais līdzenums. Braslas karjerā glacioakvālo noguluma apstākļi liecina, ka tie nogulsnēti proglaciālas deltas vai izneses konusa apstākļos. Tādējādi tā pierāda plašāka pieledāja ezera eksistenci, kas visticamāk ir bijis Līgatnes lokālā sprostezera turpinājums Gaujas labajā krastā.

Atkāpjoties ledāja malai no Gulbenes ledāja marginālās joslai līdz Linkuvas ledāja marginālajai joslai, Raunas apkārtnē izveidojās Grotas un Cepla pieledāja ezeri. Šajā laikā, atkāpjoties Vidusgaujas ledus lobam, veidojās Silvas, Rauzas un Silaknīstes pieledāja ezeri. Teritorijai pakāpeniski atbrīvojoties no segledāja segas, pazeminājās arī pieledāja ezeru līmeņi. Nartiša (2014) modelētais 125 m vjl. Vidusgaujas sprostezera līmenis parāda, ka starp Variņiem, Palsmani un Smiltēni varēja pastāvēt garš Vidusgaujas sprostezera līcis. Pēc Nartiša domām (*ibid.*), uz dienvidiem no Rudbārziem atradās pasīvs vai pat aprakts ledus, kas bloķējis vienota ezera izveidi gar Velēnas grēdas rietumu malu. Šāda līča pastāvēšana pie augstajiem Vidusgaujas sprostezera līmeņiem nav izslēgta. Palsmanes apkārtnē ģeoloģiskās kartēšanas materiālos norādītie glaciofluviālie nogulumi (Juškevičs, Skrebels, 2002) varēja veidoties, noplūstot Silaknīstes paliku ezeram pa Palsas ieleju un Rauzas paliku ezeram pa Šepkas un Rauzas ielejām. Tādējādi ir skaidrojams arī glaciolimnisko nogulumu hipsometriskais novietojums 118-131 m vjl. pie Mālejas, starp Kumeļupes un Šepkas ielejām. Modelēšanas rezultāti (Nartišs, 2014) rāda, ka, Vidusgaujas sprostezera līmenim pazeminoties līdz 111 m vjl., Mālejas līcis savienojās ar Vidusgaujas sprostezera. Šajā laikā, ņemot vērā Silaknīstes paliku ezera hipsometrisko novietojumu, visticamāk, tas jau bija noplūdis. Pašlaik trūkst pārliecinošu datu, lai varētu korelēt Rauzas paliku ezera noplūšanu ar konkrētiem Vidusgaujas sprostezera līmeņiem, savukārt Silvas paliku ezera drenāža turpinājās pēc ledāja atkāpšanās no Linkuvas fāzes malas veidojumu joslas.

Ledāja malai atkāpjoties, no tā maksimālās izplatības robežas Linkuvas fāzes laikā paplašinājās Līgatnes pieledāja ezera platība, līdz ar to kritās arī tā līmenis. Šajā laikā sāk veidoties Silciema pieledāja ezera augstākie līmeņi 92 un 83-82 m vjl., kas sākotnēji veidoja vienotu Līgatnes pieledāja ezeru. Pamatiežu virsmā esošā Silciema krauja labi izceļas mūsdienu reljefā, un nav izslēgts, ka uz rietumiem no tās atradās recesējoša ledāja mala, kura neļāva strauji noplūst apvienotajam sprostezeram. Silciema ezera zemākie līmeņi 70, 63-62 un 57-56 vjl. ir saistīti ar pakāpenisku tā noplūšanu. Lauka pētījumu rezultāti (4.1. apakšnodaļa) norāda, ka Lejasgaujas senielejas kreisā krasta Siguldas terašu spektra augstākās fragmentārās terases, kā to interpretē Āboltiņš (1971) ir nevis Gaujas augstākās virspalu terases, bet gan atspoguļo pieledāja ezera līmeņus. Silciema deltas līmeņi visticamāk ataino progradējošu deltu. Līdz šim detalizēti Silciema deltas pētījumi nav veikti, tādējādi nav datu, kas ļautu saistīt deltas līmeņus ar konkrētiem sprostezera līmeņiem.

Laikā, kad sāka veidoties Silciema pieledāja ezers, pēc Āboltiņa (1971) domām, sāka veidoties Raunas ielejas augštece, uz ko norāda pie Raunas 100 m vjl. konstatētā upes terase. Uz ziemeļiem no Raunas terase beidzas ar iznesu konusu. Lauka pētījumos konstatētie Vidusraunas pieledāja augstākie līmeņi 112 un 104 m vjl. norāda, ka Vidusraunas pieledāja ezers ir bijis augstāks, nekā tas ir uzskatīts līdz šim, t.i. faktiski vienādā augstumā ar Līgatnes lokālo sprostezeru. Lauka pētījumos konstatētās augstākās krasta līnijas reljefā izsekojamas kā erozijas kāple veidā, un to piekājēs glaciolimniskie nogulumi ir tikai līdz pāris desmitiem centimetru vai vispār nav sastopami. Johansons (Johansson, 1993) norāda, ka dažos pieledāja ezeros glaciolimniskie nogulumi var arī neuzkrāties, tādējādi pieledāja ezeru līmeņi ir konstatējami erozijas kāpļu veidā un saistāmi ar pārgāznes ieleju veidošanos. Vidusraunas pieledāja ezers sākotnēji veidojās nelielā teritorijā starp Cimziņas lejteci un Ārupīti. Pašlaik nav pārliecinošu datu, kuri apstiprinātu pieledāja ezera 112 un 104 m vjl. eksistenci ziemeļos no Jaunraunas. Šo apkaimi tajā laikā starp Rozes ciematu un Smilteni, visticamāk, klāja ledājs. Ledāja malai atkāpjoties no Vidusraunas pazeminājuma, paplašinājās arī pieledāja ezera platība, par ko liecina uz ziemeļiem no Jaunraunas 94 m vjl. izsekojamā krasta līnija. Turklāt Rauņa lejtecē un Vaives labajā krastā hipsometriski līdzīgā augstumā izsekojami pieledāja ezera nogulumi. Ar šo līmeni visticamāk saistāma arī Āboltiņa (1971) norādītā 100 m vjl. esošā Raunas terase. Turpinoties deglaciācijai, veidojās Kārkliņu pieledāja ezers (4.5. apakšnodaļa), kurš bija daļa no Vidusraunas pieledāja ezera. Pētījumi Kazu ielejā un Bušlejā (Krievāns *et al.*, 2014b; Krievāns, Kalniņa, 2014) pierāda, ka Vidusraunas pieledāja ezers varēja drenēties Gaujas ielejas virzienā pa Kazu ieleju un Bušleju uz Jāņmuižas paleoezeru, kurš bija nošķirts no Līgatnes pieledāja ezera, līdz Vidusraunas ezera līmenis sasniedza 74 m vjl. Turpmākā drenāža bija iespējama tikai pa Raunu. Ņemot vērā Strīķupes lejtecē novietotā Jāņmuižas pieledāja ezera glaciolimnisko nogulumu izplatību 68-74 m vjl., visticamāk sākotnēji tas ir bijis lokāls sprostezers. Gaujas ielejai atbrīvojoties no ledus, sākās Jāņmuižas ezera noplūšana un Strīķupes ielejas iegraušāns. Šajā laikā veidojās savienojums starp Vidusraunas un Jāņmuižas pieledāja ezeriem. Turklāt no Grīviņupītes līdz Bralavas upes ielejai Gaujas kreisajā krastā no 63 līdz 67 m vjl. izsekojama plaša līdz pat 1,5 km plata terase, kuru veido glaciofluviālie nogulumi (Juškevičs *et al.*, 2000b). Šajā pašā posmā Gaujas labajā krastā glaciofluviālie nogulumi sastopami aptuveni 67 m vjl. un veido lēzenu, terasveidīgu reljefa formu, kura ziemeļu daļā robežojas ar nelielu glaciolimnisku līdzenumu (Straume *et al.*, 1981b). Pēc Āboltiņš (1971) domām, Strenču sprostezers pa Gaujas ieleju varēja noplūst tikai kad tā līmenis bija 58 m vjl., tādējādi iepriekšminēto nogulumu veidošanās nav saistāma ar Strenču sprostezeru. Nav izslēgts, ka starp Grīviņupīti un Braslavu Gaujas abos krastos izsekojamā plašā terasveidīgās forma veidojusies pēc ledāja malas atkāpšanās no līnijas Lode - Mārsnēni - Vāle. Visticamāk tā ataino Jāņmuižas pieledāja ezera daļu, kurš dienvidu daļā bija savienots ar Vidusraunas paliku ezeru pie tā zemākajiem līmeņiem.

Teritorija starp Rozes ciematu un Blomi no ledus segas atbrīvojās laikā, kad Vidusgaujas pieledāja ezera līmenis nokritās līdz 86 m vjl. Jeberu apkārtnē veidojās ledājūdeņu notece gar ledāja malu virzienā uz Vidusraunas pieledāja ezeru, par ko liecina Jeberu karjera griezumus (4.13. attēls). Ledāja malai vairāk atkāpjoties uz ziemeļrietumiem no Jeberiem, tās priekšā veidojās pieledāja ezers, par to liecina Jeberu karjera (4.13. attēls) un Lapsiņu karjera (4.12. attēls) griezumū.

Linkuvas fāzes deglaciācijas gaitā ledāja malai atkāpjoties, uz ziemeļiem no Smiltenes, Abula ielejā un tai pieguļošajā teritorijā veidojās Brutuļu delta. Nartišs (2014) norāda, ka delta sastāv no četrām daļām. Augstākā no tām atrodas 80-84 m vjl., daudz plašāka deltas daļa izsekojama 75 m vjl., un zemākās daļas atrodas 70 un 67 m vjl. Augstākie deltas līmeņi visticamāk veidojušies nelielā sprostezērā, uz kuru pa Abula ieleju

drenējās Silvas paliku ezers. Nelielais pieledāja ezers Brutuļu apkārtnē līdz ar ledāja malas atkāpšanos paplašinājās. Nartiša (2014) veiktā Smiltenes sprostezera līmeņa modelēšana parāda, ka sprostezers pie līmeņa 75 m vjl. ir aizņēmis plašu Sedas līdzenuma daļu. Pie šī līmeņa Smiltenes sprostezers varēja būt savienots ar Vidusraunas pieledāja ezeru. Smiltenes sprostezera līmenim pazeminoties līdz 70 m vjl., tā notece pa Raunas ieleju (uz Vidusraunas pieledāja ezeru) nebija iespējama, jo bija izveidojies sliexsnis 70-72 m augstumā Lisas un Raunas upstarpē (Āboltiņš, 1971). To apstiprina arī Nartiša (2014) veiktā sprostezera līmeņu modelēšana. Kā galvenais iemesls noteces pārtrūkšanai varētu būt Raunas delta, kuras virsa atrodas 72-84 m vjl., un tās veidošanās laikā ir bloķēts savienojums starp Smiltenes sprostezera un Raunas ieleju (Āboltiņš, 1971).

Pēc Āboltiņa (1971) domām Raunas ieteka Gaujā izveidojās pēc aprimušā ledus izkušanas Raunas lejtece. Šajā laikā Gauja ieplūda Zemgales sprostezērā, kad tā līmenis bija nokrities līdz 28-30 m vjl. un veidojās Gaujas V terase. Starp Raunas ieteku un Valmieru turpinājās aprimušā ledus kušana. Pēc viņa domām (ibid.) šajā laikā Smiltenes sprostezera līmenis bija 58 m vjl. un tā notece varēja veidoties arī pa Miegupes ieleju. Pētījumu rezultāti (Krievāns, Rečs, 2012a) pierāda, ka Smiltenes sprostezers pa Miegupes augšteci varēja noplūst tikai neilgu laiku, jo, atkāpjoties ledāja malai, veidojās notece virzienā no ledāja uz Smiltenes sprostezera. Tikai pēc tam, kad ledāja mala atkāpās līdz Grūžupei, varēja veidoties notece no Smiltenes sprostezera pa Miegupes ieleju. Turklāt notece varēja veidoties tikai līdz brīdim, kad Smiltenes sprostezera līmenis nokritās līdz 60-62 m vjl., jo šajā līmeni Ješku gravā (4.30. attēls) atrodas reljefa sliexsnis. Detalizētāk Miegupes ielejas attīstība diskutēta 5.2. apakšnodaļā. Miegupes deltas līmenis (52-55 m vjl.) pēc Āboltiņa (1971) domām ir saistāms ar Gaujas V terasi, turklāt straujas ūdeņu plūsmas V terasi ir erodējuši līdz IV terases līmenim. Pēc Āboltiņa (ibid.) domām, pēdējā leduslaikmeta beigu posma beigās strauji kritās Zemgales sprostezera līmenis un sākās strauja Gaujas dziļumerozija, pēc kuras sekoja Baltijas ledusezera transgresija. BgIII stadijas laikā cēlās upju erozijas bāze, Gaujas ielejā pastiprinājās sanesu uzkrāšanās, un allerēda otrajā pusē veidojās Gaujas III virspalu terase. Savukārt, sākoties Baltijas ledusezera regresijai, BgIII fāzes laikā erozijas bāze pazeminājās un sākās Gaujas atkārtota iegraušāns un veidojās II virspalu terase. Ņemot vērā III virspalu terases uzbūvi (4.2. apakšnodaļa), lai sāktu veidoties tās pamatne, pirms BgIII fāzes Gaujas līmenim būtu jānokrītās gandrīz līdz mūsdienu līmenim, kam sekotu ļoti strauja, pat katastrofāla Gaujas dziļumerozija. Upei līdz mūsdienu gultnes līmenim būtu jāiegaužas no ietekas jūrā līdz pat Valmierai, jo līdz turieni ir izsekojama Gaujas III virspalu terase, kuru pēc Āboltiņa (1971) domām veido kontratīvā tipa alūvijs. Pēc iegraušāns sekotu ļoti strauja erozijas bāzes celšanās, kā rezultātā uzkrātos III virspalu terasi veidojošie nogulumi. 2.4. apakšnodaļā izklāstītie mūsdienu priekšstati par erozijas bāzi un tās mainību norāda, ka lielās upju ielejās pēc straujas erozijas bāzes krišanās nenotiek upes iegraušāns visā tās garumā, bet sākotnēji tiek ietekmēta lejtece, samazinās upes līkumainība un pieaug straumes ātrums. Savukārt erozijas bāzei paaugstinoties, samazinās gultnes garenkritums un straumes ātrums, bet palielinās līkumainība. Attālums no Gaujas ietekas jūrā līdz Valmierai ir pārāk liels, lai īsā laika posmā varētu izveidoties dziļš iegrauzums, kurš vēlāk tiktu aizpildīts.

Pētījumi Gaujas atsegumos (4.2. apakšnodaļa) un Miegupes ielejā (4.3. apakšnodaļa) liecina, ka Gaujas III virspalu terasi veidojošie nogulumi Dukuļu atsegumā (4.20. attēls) veidojušies pieledāja ezerā. Tādējādi Miegupes delta Gaujas kreisajā krastā ir veidojusies pieledāja ezerā, kas robežojies ar aprimušā ledus blāķiem (Krievāns, 2014). Hipsometriski Dukuļu griezumā nogulumi atrodas tādā pašā līmenī kā Līču griezumā (4.19. attēls) veidojušie smalkgraudainie un aleirītiskie nogulumi. Spriežot pēc nogulumu litoloģijas, Dukuļu atsegumā nogulumi uzkrājās hidro dinamiski mierīgākos apstākļos, bet

Līčos hidrodinamiski aktīvākos apstākļos, kas, iespējams, ir saistīts ar Miegupes ietekas tuvumu. Nav izslēgts, ka Miegupes delta sākotnēji veidojās pieledāja ezerā, kas bija turpinājums ledus ezeram, kas bija izveidojies starp Grīviņupīti un Braslavu. Laikā, kad veidojās Miegupes delta, augšpus Abula ietekai jau bija izveidojies Strenču sprostezers. Tā noteci vietā, kur mūsdienās atrodas Gaujas ieleja visticamāk varēja kavēt tikai ledāja mala, kura atradās starp Kaugurmuižu un Brenguļiem. Āboltiņš (1971) norāda, ka pie Valmieras nav izsekrojama neviena terase ar absolūto augstumu 57 - 58 m, tādējādi tas varētu norādīt, ka Smiltenes sprostezera notece nemaz neveidojās pa Gaujas ieleju pie šiem līmeņiem. Turklāt Nartišs (2014) Strenču sprostezera krasta terašu marķierus pie līmeņa 53 m konstatējis tikai Lugažu, Jērcēnu pamatskolas apkārtnē un dienvidaustrumos no Ņeiziem. Valmieras pilsētas apkārtnē šādā līmenī sastopams glaciģēnais reljefs. Pie Abula ietekas Gaujā Āboltiņš (1971) norāda, ka IV Gaujas virspalu terase atrodas 50,5-51,5 m vjl., savukārt Nartišs (2014) tās augstumu norāda 49,6-50 m vjl. Visticamāk tā nav virspalu terase, bet Strenču pieledāja ezera krasta līnija, jo šāds līmenis Gaujas ielejā no Valmieras līdz Miegupes ietekai nav konstatēts, savukārt augšpus Valmierai tas ir izsekojams vairākos posmos. Valmieras Stāvo krastu griezums (4.25. attēls) norāda sezonāli mainīgu ūdens plūsmas režīmu, iespējams, tas ataino Strenču pieledāja ezera noplūdi pa Gaujas ieleju. Pēc nogulumu sastāva un tekstūrām nav iespējams izšķirt vai nogulumi veidojušies lēni caurtekošā un sezonāli mainīgā upē vai caurplūstošā pieledāja ezerā, jeb pēc Ešlija (Ashley, 2002) klasifikācijas (sk. 2.3. tabulu) upesezerā.

Ādama Mickēviča Universitātes ģeoloģijas institūta pētnieki A. J. (Tom) van Lūns (Loon) un Małgorzata Pisarska-Jamroży norāda (pers. kom), ka Stāvo krastu atseguma zemākās daļas uzbūve ir ļoti līdzīga distālā sandra uzbūvei. Tomēr, šāda interpretācija ir maz ticama, jo šajā apvidū Gaujas ieleja sašaurinās, nevis paplašinās un neveido vēdekļveida paplašinājumu, kā tas ir sandru distālajās daļās. Turklāt Gaujas ielejā būtu jāidentificē sandra proksimālā daļa, kuru parasti veido grantaini nogulumi, kas Gaujas ielejā augšpus Valmierai nav konstatēti. Gaujas zemāko terašu veidošanās saistīta ar Gaujas erozijas bāzes pazemināšanos holocēnā.

5.2. Lejas Gaujas pietekupju ieleju ģenēzes atšķirības

Ledājūdeņu noteces veidošanās un drenāžas tīkla raksturs ir stipri atkarīgs no ledājam pieguļošās teritorijas topogrāfijas (Benn, Evans, 2010). Pēc Eberharda pētījumiem datiem (1972a, 1979a,b, 2013) Latvijā pārsvarā sastopamas pārgāznes un pieledāja ezeru pieteku upju ielejas. Pārgāznes ielejas veidojās ledājkušanas ūdeņiem noplūstot no viena glaciālā ezera uz otru, kurš atrodas hipsometriski zemākā līmenī. Pakāpeniski no ledājūdeņiem atbrīvojoties jaunām teritorijām, sākumā veidojas mūsdienu upju ieleju atsevišķi posmi, kuri saista blakus esošos ezerus. Tikai pēc pilnīgas glaciālo ezeru noplūšanas šie upju posmi savienojās ar jaunākām teces gultnēm, kuras veidojās ezeru radītajos līdzenumos, un radās vienota upes ieleja. Tā ietver dažāda vecuma ledājkušanas ūdeņu noteces iegultnes, noteces gultnes-ielejas un ieleju posmus (ibid). Šie posmi atšķiras pēc ielejas morfoloģijas un uzbūves. Tāpēc atsevišķi upju posmi var būt terasēti un atbilst terasētām upju ielejām, bet glaciolimniskos līdzenumus šķērsojošiem posmiem raksturīgs mazāks terašu skaits vai arī tie atbilst palieņtipa upju ielejām. Palieņu ieleju morfoloģiju un veidošanos galvenokārt nosaka augstieņu, paugurvaļņu un zemieņu reljefa saposmojums un artikulācija, bet mazāka ietekme ir pašas upes erozijas-akumulācijas procesiem. Terasētās upju ielejas mūsdienās manto ledājūdeņu noteces ielejas vai arī ir to lejteces turpinājums. Āboltiņš (1971) ģenētiski neklasificē upju ielejas, bet aplūko upju ieleju

veidošanos ciešā saistībā ar pēdējā apledojuma deglaciāciju, ledājūdeņu noteci un mūsdienu reljefa veidošanos.

Gaujas labā krasta pietekas galvenokārt pieskaitāmas pie distālās noteces ielejām, kuras veidojušās ledājūdeņiem, drenējoties distālā virzienā no ledāja malas uz Gaujas senieleju. Neapšaubāmi, pie distālās noteces ieleju grupas ir pieskaitāma Braslas ielejas lejtece. Tās veidošanās sākās Linkuvas fāzes laikā, ledājkušanas ūdeņiem noplūstot distālā virzienā no ledāja malas uz Līgatnes paliku ezeru. Ledāja malai atkāpjoties, bet nesasniedzot Valdemārpils ledāja malas veidojumu joslu, ledājūdeņi distālā virzienā no ledāja malas noplūda pa Juglas un Nabes ielejām, kā arī pa Aģes pazeminājumu uz Braslas ieleju. Tādējādi Brasla sākotnēji no distālās noteces ielejas pārveidojās par ledājūdeņu laterālās noteces ieleju. Līdzīga situācija veidojās Strīkupes ielejā, ledāja malai atkāpjoties no Linkuvas fāzes malas veidojumu joslas, kad Cēsu apkārtnē no ledāja atbrīvojās Gaujas ieleja. Straume (Straume *et al.*, 1981b) norāda, ka starp Strīkupi un Briežu ezeru sastopami vairāki nelieli glaciolimniskie līdzenumi. Lauka pētījumos konstatēts, ka glaciolimniskie nogulumi izplatīti no 68 līdz 74 m vjl. Iepriekšminētie glaciolimniskie līdzenumi robežojas ar glaciofluviālajiem līdzenumiem (Straume *et al.*, 1981b; Meirons *et al.*, 1976). Visticamāk glaciolimnisko un glaciofluviālo nogulumu novietojums ataino dažādas Jāņmuižas paleoezera hidro dinamiski aktīvās daļas. Sākotnēji pa Strīkupes ieleju ledājūdeņi no ledāja malas drenējās uz pieledāja ezeru. Turpinoties ledāja deglaciācijai un teritorijai atbrīvojoties no ledāja, pazeminājās Jāņmuižas paleoezera līmenis un sākās Strīkupes ielejas iegraušanas. Vaidavas apkārtnē sastopami vairāki lieli savstarpēji savienoti ielejveida pazeminājumi. Straume (Straume *et al.*, 1981b) tos interpretē kā sekus ielejveida pazeminājumus, kas ir daļēji izteikti mūsdienu reljefā un glaciālās vagas (Straume *et al.*, 1981a). Zemkvartāra nogulumu virsmā zem Vaidavas ezera, Briežu ezera, Dankas, Lielā un Mazā Bauža, kā arī Strīkupes augšteces ielejveida pazeminājumiem atrodas apraktās ielejas (Straume *et al.*, 1981b). Pašlaik nav skaidri zināms, vai šie ielejveida pazeminājumi veidojušies pēdējā apledojuma laikā, vai arī senāk. Spriežot pēc mūsdienu reljefa saposmējuma, Briežu ezera glaciālā vaga ziemeļrietumos ir savienota ar Vaidavas ezera ielejveida pazeminājumu. To savstarpējā konfigurācija un starp tiem nelielais reljefa paaugstinājums norāda, ka tie nav veidojušies vienā laikā un Briežu pazeminājums ir vecāks nekā Vaidavas ielejveida pazeminājums. Briežu pazeminājums no ledāja atbrīvojās vienlaicīgi ar Strīkupes veidošanās sākumu. Vaidavas ezera ielejveida pazeminājumu perpendikulārā virzienā no ziemeļaustrumiem uz dienvidrietumiem šķērso Dankas pazeminājums, kuru pretējā ezera krastā turpina Strīkupes un Strīkupes - Lenčupes ielejveida pazeminājumi, no tiem pēdējais dienvidu daļā ir savienots ar Lenčupes ieleju. Tādējādi nav izslēgts, ka pa šo sistēmu veidojusies ledājūdeņu notece gar ledāja malu no ziemeļaustrumiem uz dienvidaustrumiem pa Dankas ieleju, kas turpināja drenēties pa Strīkupes augšteci pie Silavniekiem veidoja Strīkupes un Strīkupes-Lenčupes atzarus.

Starp Valmieru un Strenčiem vairākas upju ielejas - Mellupīte, Andrupe, Austrupe, Liepupe un Viburupe ģenētiski pieskaitāmas pie starpgrēdu ieleju tipa. Šīs upes plūst pa Burtnieku drumlinu lauka starpdrumlinu iepakām un veido paralēlas ielejas. To garums mūsdienās reti pārsniedz 20 km. Upju ielejas augštecē ir seklas un reljefā neizteiktas, lejteces virzienā ielejas kļūst izteiktākas. Pie ietekas Gaujā to dziļums reti pārsniedz 12 m. Ziemeļlietuvā starpgrēdu ielejas ir plaši izplatītas (Basalykas, 1969). Tādējādi iegūtie rezultāti liecina, ka Latvijā nav tikai pārgāznes un pieledāja ezeru pieteku ielejas, bet leduslaikmeta beigu posmā ledājkušanas ūdeņu noteces un ārpusledāja ieleju attīstība bija ģenētiski daudzveidīga.

Gaujas kreisā krasta pietekas, piemēram, Līgatne, Skaļupe, Rauza, Šepka (4.1. apakšnodaļa) un Kazupītes ieleja (4.5. apakšnodaļa) veidojušās noplūstot hipsometriski augstāk novietotiem paliku baseiniem uz zemāk izvietotiem paleoezēriem. Pētījuma gaitā

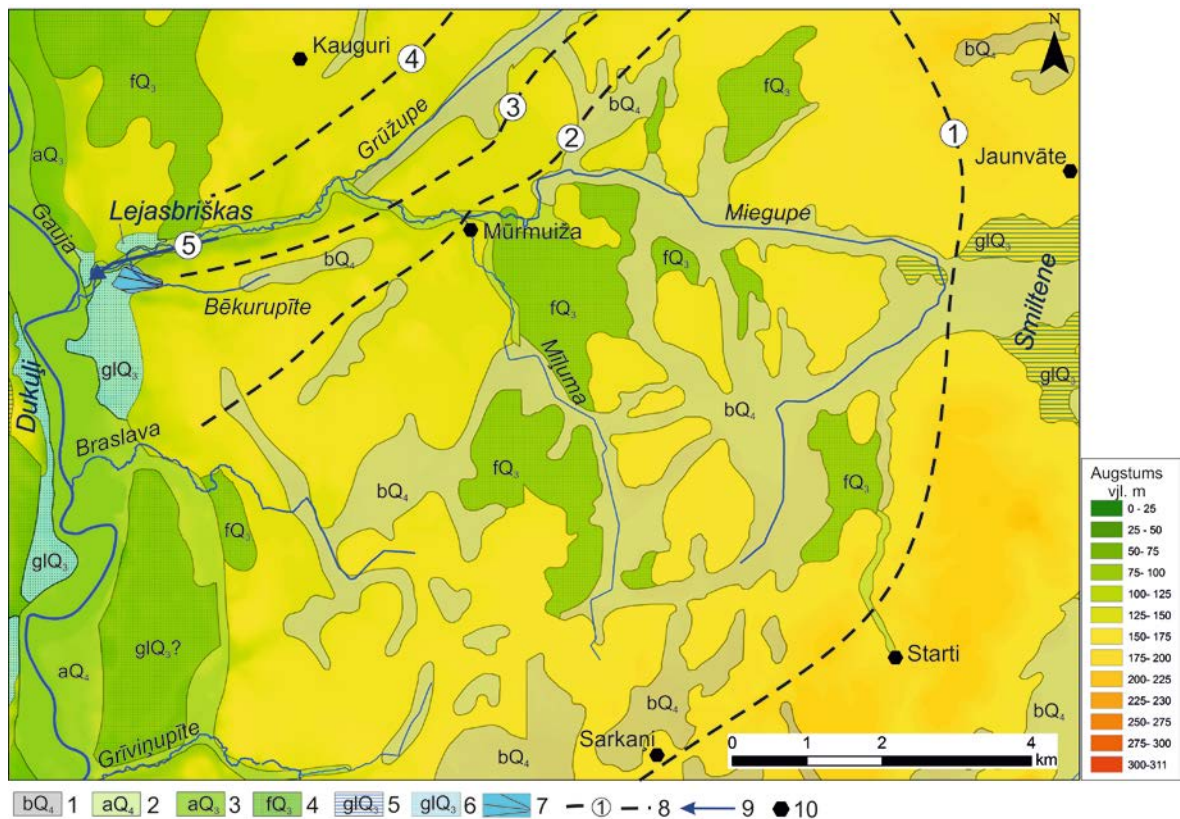
Miegupes ieleja un tai pieguļošā teritorija tika izvēlēta kā etalonteritorija, kas parāda hidrogrāfiskā tīkla veidošanos, noplūstot glaciālajam ezeram, tādējādi atainojot upes gultnes veidošanos baseina drenāžas apstākļos. Iegūtie rezultāti (4.3. apakšnodaļa) ļauj rekonstruēt Smiltenes baseins pārplūšanu pa Miegupes ieleju, kā arī daļēji atspoguļo apstākļus Burtņieka loba malas daļā, kur dominēja frontālā deglaciācija.

Miegupes ielejas un tai pieguļošās teritorijas pleistocēna nogulumu un mūsdienu zemes virsmas saposmējuma veidošanās aizsākās Burtņieka ledusloka Linkuvas ledāja oscilācijas fāzes deglaciācijas sākumposmā (Zelčs, Markots, 2004; Zelčs *et al.*, 2011), kad ledājs aprīma Ziemeļvidzemes zemienes teritorijā. Zelčs un Dreimanis (Zelčs, Dreimanis, 1997) norāda, ka ar ledājūdeņu straumēm maz pārveidotā Burtņieka drumlinu lauka topogrāfija un ierobežotā glaciofluviālo nogulumu izplatība, kā arī glaciālie un paliku ezeri, kas aizpildījuši plašās ieplakas, liecina par areālās deglaciācijas apstākļiem Ziemeļvidzemes zemienē pēc Linkuvas oscilācijas fāzes. Pamatojoties uz 4.3. apakšnodaļā izklāstītajiem pētījumu rezultātiem par Miegupes ieleju, diskusijas vērts ir jautājums par zemes virsmas saposmējuma un hidrogrāfiskā tīkla veidošanos Miegupē pieguļošajā teritorijā. Tas parāda šīs nelielās upes ielejas komplicēto attīstību. Leduslaikmeta beigu posmā pirms sāka veidoties ledājūdeņu notece pa Miegupes ieleju tai pieguļošajā teritorijā paralēli ledāja malai bija izveidojušies morēnas vaļņi (Straume, 1981b). Turpinoties deglaciācijai sāka veidoties notece pa Miegupes ieleju. Pētījumu rezultāti un to interpretācija norāda, Miegupes ielejas attīstībā nosacīti iespējams izdalīt piecus attīstības posmus (5.1. attēls).

Pirmajā posmā ledāja mala stiepās aptuveni starp Cēsīm un Raunu, kā arī, spriežot pēc morēnas vaļņu izvietojuma un orientācijas, tā turpinājās uz ziemeļaustrumiem no Mārsnēniem Vijciema virzienā (5.1. attēls). Ledāja malas priekšā atradās Smiltenes pieledāja baseins, uz kuru pa Ješku gravu notika ledājkušanas ūdeņu notece. Turpinoties deglaciācijai un ledāja malai atrodoties starp Vecpavāriem un Mūrmuižu, ledājūdeņi pa Laužu pazeminājumu plūda Lisas virzienā, notece varēja jau veidoties arī Miegupes augštecē. Ledāja malai frontāli atkāpjoties līdz Mūrmuižai, arī otrajā posmā ledājūdeņu drenāža turpinājās dienvidaustrumu virzienā, kas ir pretējs mūsdienu Miegupes tecēšanas virzienam (5.1. attēls). Aprimstot ledājam virs drumlinu lauka, aktīvā un pasīvā ledus kontaktzonā eksistēja spiedes plūsmas apstākļi un veidojās recesijas morēnas, kā rezultātā radusies pastiprināta ledāja plaisainība. Mūrmuižas apkārtnē sastopami vairāki pauguri, piemēram, pie Briežu un Melngāršu mājām, kurus šķērso šauras ielejas, turklāt pauguru nogāzes pret ielejām ir krietni stāvākas nekā citās to pusēs. Šādas reljefa formas norāda uz to, ka notikusi virsledāja ledājkušanas ūdeņu drenāža, tādējādi, turpinoties ledus kušanai un virsledāja ūdens erozijai, ūdens plūsmas sasniedza pauguru virsotnes. Turpmākās ledājkušanas ūdeņu darbības rezultātā šie pauguri tika „pārzāģēti”. Šajā posmā ledājūdeņu straumes sāka iegrauzties arī pleistocēna nogulumos un pirmskvartāra nogulumiežos. Šajā laikā notece no ledāja malas veidojās ne tikai pa Miegupes ieleju, bet arī pa morēnas vaļņu ieplakām dienvidaustrumu virzienā uz Miegupes purva pazeminājumu.

Ledāja malai nedaudz atkāpjoties no iepriekšējā stāvokļa ziemeļrietumu virzienā, ledājkušanas ūdeņi plūduši gar ledāju pa Bēkurupītes pazeminājumu uz pieledāja ezeru, kurš bija izveidojies sanatorijas „Līči” un Dukuļu apkārtnē. Iespējams, sākotnējā ledājūdeņu plūsma Bēkurupītes pazeminājumā ir bijusi pa ledāja plaisu (5.1. attēls). Spriežot pēc ģeoloģiskajiem un morfoloģiskajiem datiem Dukuļu un Līču apkārtnes paleoezers, visticamāk, ir bijis Jāņmuižas pieledāja ezera daļa. Tā ir bijusi savienota ar Lejasbrišku apkārtnes paleoezeru. Šajā laikā mainījās arī ledājūdeņu noplūdes virziens pa Miegupes ieleju. Tas vairs netecēja virzienā uz Smiltenes paleoezeru, bet gan tagadējā virzienā. Veidojās drenāža arī pa Miļumas ieleju. Ņemot vērā reljefa absolūto augstumu, kas Ješku gravas dibenā atbilst 64 m un 62 m vjl. Laužu pazeminājumā, tad pastāv iespēja,

ka arī sākās Smiltenes sprostezera drenāža Gaujas virzienā. Spriežot pēc agrākiem pētījumiem (Āboltiņš, 1971) šajā laikā izveidojās arī Miegupes delta, kura atradās apvidū, kur mūsdienās ieplūst Bēkurupīte. Šīs deltas nogulumu tikuši izmantoti kā smilts - grants ieguves vieta, tāpēc nav iespējams pārbaudīt, vai deltu veidoja noteces ūdeņi, kas plūduši tikai pa Miegupi, vai arī to veidoja ūdens straumes, kas plūdušas pa Bēkurupīti. Šobrīd diskutabls ir arī drenāžas sliekšnis Ješku gravā, jo tas atrodas tādā augstumā, kas veido sliekšni un vairs nepieļauj turpmāku Smiltenes paleoecera noplūšanu.



5.1. attēls. Miegupes ielejas un tai pieguļošās teritorijas attīstības posmi. Apzīmējumi: kvartāra nogulumu ģenētiskie tipi: 1 - purva nogulumu (bQ_4); 2 - holocēna aluviālie nogulumu (aQ_4); 3 - pēdējā leduslaikmeta beigu posma aluviālie virspalu terašu nogulumu (aQ_3); 4 - glaciofluviālie nogulumu (fQ_3); 5 - glaciolimniskie nogulumu (glQ_3); 6 - reinterpretētās glaciālo ezeru teritorijas; 7 - Miegupes delta; 8 - attīstības posma numurs un ledāja malas novietojums tā laikā; 9 - ūdeņu noplūde pa Miegupi; 10 - apdzīvotas vietas. Zemes virsmas reljefa attēlošanai izmantoti SRTM digitālā virsmas modeļa dati.

Figure 5.1. Successive development of the River Miegupe valley and its adjacent area. Legend: genetic types and suspected age of the Quaternary deposits: 1 - mire deposits (bQ_4); 2 - postglacial alluvial deposits (aQ_4); 3 - late glacial alluvial deposits of river terraces (aQ_3); 4 - glaciofluvial deposits (fQ_3); 5 - glaciolacustrine deposits (glQ_3); 6 - reinterpreted areas of glacial lakes; 7 - river Miegupe delta; 8 - number of development stage and location of ice-margin; 9 - twater drainage along river Miegupe; 10 - settlements. DTM derived from SRTM.

Tālākā ielejas attīstība notika laikā, kad virs drumlinu lauka ledājs bija aprimis. Sākās ledājkūšanas ūdeņu drenāža pa Grūžupi uz Lejasbrišku apkārtnes paleoecera (5.1. attēls). Galvenā ledājkūšanas ūdeņu plūsma notika pa Grūžupi un Miegupi posmā Grūžupes ieteka – Miegupes ieteka Gaujā. To apstiprina šķēršprofili A-A1, B-B1 un C-C1 (4.29. attēls), kuros redzams, ka Grūžupes ielejas gultne ir 54 m vjl. un tās turpinājums ir Miegupes ieleja, kurā sastopams terasveidīgs līmenis 53 m vjl. un lejteces virzienā tas pazeminās līdz 50,5 m vjl. Miegupe augšpus Grūžupes ietekas ir bijusi pieteka iepriekšminētai ledājkūšanas ūdeņu plūsmai, ko arī apstiprina ielejas morfoloģija (A-A1 šķēršprofils).

Pēdējā attīstības posmā Miegupes ielejā uz D no Lejasbriškām pazeminājies paleobaseina līmenis un sākas augstākās virspalu terases veidošanās (5.6. attēls). Atkāpjoties ledāja malai, apsīka arī ledājukušanas ūdeņu plūsma pa Grūžupi. Turklāt teritorijai atbrīvojoties no ledāja, ieplakas, kas bija izveidojušies Grūžupes augštecē, drenāžu nodrošināja Ķeņģupīte, kura ieplūst Abulā. Tādējādi lielāks ūdens pieplūdums bija Miegupēi augšpus Grūžupes ietekas, kā rezultātā galvenā ūdenstece izveidojās pa mūsdienu Miegupes ieleju. Šī attīstības posma laikā sāka veidoties arī Miegupes virspalu terases, kuras sastopamas tikai no Šķesteriem līdz ietekai Gaujā (4.3. apakšnodaļa un 4.27. attēls). Sakarā ar intensīvu un nevienmērīgu gultnes iegraušanos terašu augstumi attiecībā pret mūsdienu upes gultni vienmērīgi paaugstinās lejteces virzienā. Attiecīgi II terases virsa virs upes ūdens līmeņa paaugstinās no 4-5 m augštecē līdz 5-6 m lejtecē. Topogrāfiski šī terase korelējas ar Gaujas III virspalu terasi, kuras augstums pie Sapām ir 40 – 41 m vjl. Jāpiezīmē, ka pie sanatorijas „Līči”, Gaujas trešajā virspalu terasē zem palienes alūvija uzkrājušās augu makroatliekas, kuru vecums ir $10,535 \pm 0,25$ (Ri-33) un $10,282 \pm 0,25$ (Ri33A) ^{14}C gadi p.m. (Stelle *et al.*, 1975a,c). Šie datējumi savulaik tika vērtēti kā nozīmīgi, jo ļāva saistīt Gaujas virspalu terašu vecumu ar Baltijas ledusezera attīstības stadijām, tomēr ņemot vērā senāko radioaktīvā oglekļa noteikšanas paņēmieni metodiskās nepilnības, no mūsdienu viedokļa iepriekšminētie datējumi ir nedroši. Miegupes I virspalu terases augstums palielinās no 3-4 m posma augštecē līdz 4-5 m lejtecē. Terasē beidzas izstrādātā karjerā pie Miegupes ietekas Gaujā. Topogrāfiski šī terase korelējas ar Gaujas II virspalu terasi, kuras veidošanās ir saistāma ar Baltijas ledus ezera BgIIIb attīstības stadiju (Āboltniņš, 1971). Lejpus Cēsu – Valmieras šosejai izsekojamā lokālerase, kuras augstums virs ūdens līmeņa ir 3-3,5 m, korelējama ar Gaujas I virspalu terasi, kura veidojušies Litorīnas jūras laikā.

Kā otra upju ģenētisko daudzveidību atspoguļojošā etalonteritorija izvēlēta Rauņa ieleja. Izvēli noteica vairāki faktori. Kā pirmais no šie faktoriem ir atzīmējams tas apstāklis, ka Rauņa ieleja šķērso divas (Gulbenes un Linkuvas) ledāja malas veidojumu joslas. Pētījuma teritorijā divas ledāja malas veidojumu joslas šķērso vēl tikai Raunas ieleja. Nākamais izvēli noteicošais faktors bija Vaives augšteces un Dzirnupes novietojums un, kā vēlāk izrādījās, arī ģenētiskā saikne ar Rauņa ieleju. Dzirnupes-Rīdzenes-Vaives sistēma morfoloģiski atgādināja marginālās noteces ieleju, kuru vēlāk „pārgriezti” un daļu no tās pārtvēra Rauņa ieleja regresīvās erozijas ceļā. Jau Āboltniņš (1971) uzsvēra, ka aprakstot mūsdienu upju ieleju veidošanos un izvietojumu, svarīgi ņemt vērā mūsdienu upju mantotos ielejveida pazeminājumus un subglaciālās gultnes. Pamatiežu pazeminājuma zonā, kur izplatīti terīgēnā kompleksa ieži, izveidojušies dziļi maģistrālie Pirmsgaujas, Valkas un Piuzas – Virū ielejveida iegrauzumi (Eberhards, Miidel, 1984; Eberhards, 2006, 2013). Tiem pieslēdzas mazāki un seklāki iegrauzumi, kas saposmo dolomītos izveidoto kāpli (Sapas, Amatas, Vaives un Raunas iegrauzumi). Savukārt pie Raunas iegrauzuma, kā tiek interpretēts, pieslēdzas Rauņa iegrauzums.

Nozīmīgs faktors, kas nosaka pastāvīgās ūdenstece garenprofila izmaiņas, it īpaši kritumu sadalījumu un arī fluviālo procesu attīstības virzību, ir mūsdienu upju mantotie ielejveida pazeminājumi un subglaciālās iegultnes. G. Eberhards (2013) norāda, ka, „plūstot pa šīm mantotajām fluviālo procesu maz pārveidotajām formām, upēm ir lēzeni garenprofili, pretēji tām, kas blakus posmos plūst pa erozijas ceļā izveidotām ielejām.”. Tāpēc viņš uzskata, ka Rauņa ieleja ir radusies erozijas rezultātā kā ūdeņu noteces leja.

J. Straume (Straume *et al.*, 1981b) norāda, ka Rauņa vidustecē zemkvartāra virsmā Pļaviņu svītas dolomītā un dolomītmergelī, kā arī Amatas un Gaujas klastiskajos nogulumos ir iespējams ielejveida iegrauzums, kas tālāk turpinās pa Raunas ieleju līdz tās ietekai Gaujā. Ar šāda zemkvartāra iegrauzuma klātbūtni zem Dzirnupītes ir mēģināts skaidrot Rauņa ielejas un Dzirnupītes lielo dziļumu. Rauņa ielejas augšdaļas ģeoloģiskajā

griezumā, kas sastādīts pēc urbumu datiem, tiek parādīts, ka vismaz šajā daļā subkvartārās virsmas ielejveida pazeminājumu aizpilda trīs apledojumu – Lētižas (Elsteras), Kurzemes (Zāles) un Latvijas (Vislas) – morēnas nogulumi (Straume *et al.*, 1981b). Zīmīgi, ka šos dažāda vecuma glaciģēnos nogulumus neatdala ne starpleduslaikmetu, ne arī ledājkūšanas ūdeņu nogulumu, bet dažāda vecuma morēnu aprakstā kā viens no galvenajiem kritērijiem tiek pieņemts morēnas krāsas atšķirības. Minētās ielejveida formas aizpildījuma uzbūves īpatnības pieļauj arī iespēju, ka tā visa ir pēdējā apledojuma morēna, kuras krāsas un minerālā sastāva atšķirības var būt saistītas arī ar dažādās vietās ledāja asimilēta drupu materiāla secīgu izgulsnēšanos no ledāja bazālās daļas (Danilāns, 1973; Evans *et al.*, 2006). O. Āboltiņš (1971) norāda, ka Gaujas senajā ielejveida iegrauzumā „Cēsu apkārtnē trīs morēnas horizontus atdala glaciolimniskie nogulumu”. Tas gan ir pretrunā ar V. Pērkona (1947) sastādītajiem Gaujas senielejas ģeoloģiskajiem šķērsgriezumiem, kuros upes ielejā morēna nav konstatēta, bet tā konstatēta senielejai pieguļošajā teritorijā. Pērkons (ibid) uzskatīja, ka Gaujas senieleja „izveidojās leduslaikmeta beigu posmā, ledus kūšanas ūdeņiem un sprostezeru ūdeņiem noplūstot uz Rīgas-Jelgavas līdzenuma baseinu.” Āboltiņa (1971) sastādītajā Gaujas senielejas šķērsprofilā pie Cēsīm redzams, ka upes ielejā morēna sastopama tikai atsevišķu, nelielu lēcu veidā. Tādējādi šīs lēcas nebūtu pareizi uzskatīt par atsevišķiem morēnas horizontiem. Āboltiņš norāda, ka Raunas lejtecē seno iegrauzumu zem pēdējā apledojuma morēnas nogulumiem aizpilda bieza glaciolimnisko nogulumu kārtā, kas litoloģiski ir līdzīga zem aluviālajiem nogulumiem iegulošajiem glaciolimniskajiem māliem Cēsu apkaimē. Viņš uzskata, ka „seno ielejveida iegrauzumu sistēma pamatiežos ir radusies pirms pēdējā apledojuma, un ļoti ticams, ka ir mantota no pirmskvartāra vecuma” (ibid, 49. lpp). Pamatiežu virsma zem Gaujas senielejas pazeminās no 12 m zjl. Cēsu apkārtnē līdz pat 50 m zjl. pie Siguldas. Tas nozīmē, ka upes erozijas bāzei, lai izveidotos tik dziļš ielejveida iegrauzums, bija jābūt krietni zemākai nekā mūsdienās. Kvartāra perioda laikā Pasaules okeāna līmenis stipri svārstījās. Ēmas starpleduslaikmetā tā līmenis bija par 7 m augstāks nekā mūsdienās (Yokoyama, Esat, 2011), savukārt Vidusvislas interstadiāla laikā tas pazeminājās līdz 60-65 m, Vēlā Vislas apledojuma sākumposmā tas nokritās pat līdz 100 m zem mūsdienu jūras līmeņa (Church *et al.*, 2001). Vēlā Vislas apledojuma maksimālās izplatības laikā Pasaules okeāna līmenis bija par 120-135 m zemāks nekā mūsdienās (Clark, Mix, 2002). Tādējādi, Āboltiņa (1971) secinājums par Gaujas senā iegrauzuma veidošanos pirms pēdējā apledojuma nav zaudējis savu aktualitāti.

Relatīvi reto seno iegrauzumu sastopamību cieta karbonātiežu izplatības rajonos, kur parasti saglabājušās pamatiežu virsas plato vai kuesta kāples, iespējams, noteica tas, ka pirms leduslaikmeta šīs pozitīvās pamatiežu virsas reljefa formas bija kā lokālais vai reģionālas ūdensšķirtnes, kas norobežoja paleouupju baseinus (Eberhards, 1975, 2013). Senais upju tīkls, tā galvenās maģistrālās ūdensteces aptvēra pamatiežu virsas pazeminājumus, daļēji kā kāples un nolaidenumus, denudācijas augstieņu vai plato malas. Par to, ka senais upju ieleju tīkls vietām varēja veidoties līdzīgi tam, kāds tas tagadējā reljefā ir vērojams tipiskās kuestu reljefu ainavās platformu apgabalos Rietumeiropā, liecina samērā labi rekonstruētā iegrauzumu sistēma gar Rīgas – Pleskavas kāpli Latvijas un Igaunijas dienvidaustrumos (Eberhards, 2013). Pirmsgaujas iegrauzums ir vienīgais, kas vairāk nekā 100 km garumā no Valmieras līdz Murjāņiem, pilnīgi sakrīt ar tagadējo Gaujas ieleju, kā arī tās pieteku Amatas, Sapas, Vaives, Rauņa u.c. lejtecēm, ar atsevišķām ielejai pieguļošām subglaciālām iegultēm ar ezeriem vai gravām (ibid).

Kā literatūrā tiek minēts, ka šķērsprofila formas, platuma un nogāžu formas daudzveidība raksturīga ne tikai lielajiem un dziļajiem iegrauzumiem, bet arī nelielajiem, kuru dziļums pamatiežos sasniedz 40 – 80 m. Vietām atklāti nelieli, terasēti ielejveidīgi iegrauzumi pamatiežos, kurus tagad, daļēji atjaunojot, izmanto upes, piemēram, Vitrupe un

Raunis (Eberhards, 1975, 2013). Tomēr par to ietekmi, piemēram, uz Rauņa ielejas veidošanos ir grūti spriest, jo, pirmkārt, esošie dati nav pietiekami detāli no ģeoloģiskā viedokļa, un, otrkārt un galvenokārt, mūsdienās ir gūti pārlicinoši pierādījumi par šādu ielejveida iegrauzumu veidošanos pret ledus plūsmu vērstajās ledāja gultnes nogāzēs zemledāja ūdens straumju darbības rezultātā (Benn, Evans, 2010; Ehlers, 1996; Menzies, 2002). Kvartāra nogulumu un reljefa veidošanās Rauņa ielejas apkārtnē cieši jāsaieta ar Linkuvas ledāja oscilācijas fāzes deglaciācijas posmu un ledājkūšanas ūdeņu noteces veidošanos gar Veselavas gala morēnas valni (Zelčs *et al.*, 2014). Neapšaubāmi, ka tagadējā upes augšteces posma veidošanās augšpus Dzirnavupes un Augšvaives pazeminājuma aizsākās jau ledāja Gulbenes fāzes deglaciācijas laikā (Āboltiņš *et al.*, 1972a). Šajā darbā iegūtie pētījumu rezultāti par Rauņa ielejas morfoloģiju norāda, ka pret agrāk izteiktajiem pieņēmumiem (Āboltiņš *et al.*, 1972a; Āboltiņš *et al.*, 1975; Eberhards 1972b) par Rauņa ielejas gandrīz vienlaicīgu izveidošanos visā tās garumā un saistībā ar Gaujas ielejas attīstību, sākot ar leduslaikmeta beigu posmu, ir jāizturas ar lielu piesardzību (Krievāns, 2011b).

Nozīmīgs faktors, kas nosaka pastāvīgās ūdenstececi garenprofila izmaiņas, it īpaši kritumu sadalījumu un arī fluviālo procesu attīstības virzību, ir mūsdienu upju mantotie ielejveida pazeminājumi un subglaciālās iegultnes. G. Eberhards (2013) norāda, ka, plūstot pa šīm mantotajām fluviālo procesu maz pārveidotajām formām, upju gultnēm tām ir lēzeni garenprofili, pretēji tām, kas blakus posmos tās plūst pa erozijas ceļā izveidotām ielejām. Tāpēc viņš uzskata, ka Rauņa ieleja ir radusies erozijas rezultātā kā ūdeņu noteces leja. Eberharda uzzīmētais profils to apliecina, jo tas Raunim ir gandrīz taisns ar savstarpēji paralēlu terašu virsmu gandrīz visā upes garumā. Eberhards (1972a) raksta, ka šāds garenprofils ir raksturīgs augstieņu nogāžu noteces lejam, kur upes iegrašanās noris sinhroni ar vienādu intensitāti visā tās garumā. Iegūtie dati tomēr liecina par neviendabīgu Rauņa ielejas morfoloģiju (Krievāns, 2011b). Āboltiņš (1971) uzskata, ka, atkāpjoties Vidusgaujas mēlei (Ziemeļvidzemes ledusmēlei pēc Straume, 1979 un Meirons *et al.*, 1976; Burtņieka leduslobam pēc Zelčs, Markots, 2004; Zelčs *et al.*, 2011) no Veselavas gala morēnas, Vidzemes augstienes ziemeļu daļā ilgu laiku saglabājās lieli aprimuša ledus lauki, kas Rauņa ielejas apkārtnē bija sastopami līdz pat laikam, kad izveidojās Silciema pieledāja baseins. Šī slēdziena kontekstā J. Straume (Straume, 1979) norāda, ka Vidzemes augstienes ziemeļu perifērijas zonu starp Līgatni un Brantiem šķērso virkne ledājkūšanas ūdeņu noteces leju, minot Raunas, Vaives, Līgatnes u.c. upju ielejas.

Pēc Āboltiņa (Āboltiņš, 1971) domām, izveidojoties Silciema pieledāja ezeram, sākās intensīva aprimušo ledus masīvu kūšana Līgatnes un Braslas upes apkārtnē. Savukārt, veidojoties Gaujas ielejai Līgatnes – Siguldas posmā, sākās aprimušā ledus kūšana Rauņa ielejas apkārtnē un Raunas ielejas veidošanās (Āboltiņš, 1971). Pēc O. Āboltiņa datiem (*ibid.*), ledāja malai atkāpjoties līdz līnijai Pabaži – Sēja, Silciema pieledāja ezera līmenis nokritās no 60 uz 38 m. Šajā laikā veidojās Raunas augstākā terase, un Vaives augštecē pieledāja baseinā uzkrājās slokšņu māli. Noslēdzošajā fāzē Valmieras un Raunas apkārtnē izkusa pēdējais aprimušais ledus, kā rezultātā ezers, kas atradās Vidusgaujas pazeminājumā varēja noplūst rietumu virzienā, un turpinājās Raunas un Vaives ieleju attīstība (Āboltiņš, 1971). Tādējādi ļoti ilgi ir pastāvējis uzskats, ka Rauņa ieleja ir veidojusies gandrīz vienlaicīgi leduslaikmeta beigu posmā pēc tā sauktās Rauņa slāņu uzkrāšanās kā noteces ieleja, kas radusies paliku ezeru ūdeņiem noplūstot uz Raunu (Āboltiņš *et al.*, 1972a; Āboltiņš *et al.*, 1975). Minētais viedoklis ir atspoguļojies arī M 1:50 000 ģeoloģiskās kartēšanas materiālu interpretācijā un upju ieleju ģenētiskajā klasifikācijā (Eberhards, 1972a). Tikai vēlākie ielejai pieguļošās teritorijas ģeoloģiskās uzbūves pētījumi un radioaktīvā oglekļa datējumu rezultāti radīja šaubas par šādu ielejas attīstības scenāriju (Zelčs *et al.*, 2009, 2014).

Šajā pētījumā iegūtie dati par Rauņa upes terasu izplatību un garenprofilu, kā arī ģeoloģisko urbumu dati par Rauņa paleoezera nogulumu izplatību un Rauņa ielejai pieguļošās paleoezera teritorijas pārpurvošanās laiku liek domāt, ka šāda tipa attīstības scenārijs ir pieļaujams tikai Rauņa ielejas lejasposmam – no ietekas Raunā līdz Staļļu mājām. Aplūkojot Rauņa lejteci posmā ietece Raunā – Staļļu mājas, kā arī Raunas upes kreiso krastu augšpus Rauņa un Raunas sateces, redzams, ka to izrobo vairākas lielas gravielejas (gravu ielejas - pēc J. Soma (2010) dotās terminoloģijas). Svarīgi atzīmēt, ka šīs gravielejas, kas atrodas starp erozijas palikšņiem Rauņa lejtecē, ir gandrīz paralēlas apskatāmajam Rauņa ielejas posmam. Iespējams, ka tieši kāda no lielākajām gravām, kas pakāpeniski palielināja savu ūdensguves baseinu, tajā skaitā uz blakusesošo erozijas formu rēķina, regresīvās erozijas rezultātā, sasniedza pazemes ūdeņu līmeni, un mūsdienās arī veido upes ielejas apakšējo posmu.

Kā tiek atzīmēts literatūrā (Charlton, 2008) gultnē plūstošo ūdeņu un nogāžu procesu rezultātā pakāpeniski mazās fluviālās formas, kas pastāvot labvēlīgiem apstākļiem, var pārveidoties lielākās ielejveida formās. Izskalojumvagai augot dziļumā un garumā, var izveidoties grava. Turpinoties vai arī atsākoties dziļumerozijai, ko var izsaukt zemes garozas celšanās vai kā tas visticamāk bija šajā gadījumā – lokālās erozijas bāzes pazemināšanās, īslaicīga sezonāla notece var kļūt pastāvīga, kā rezultātā grava vai pat sengrava var pārvērsties morfoloģiski savdabīgā upes ielejā. Svarīgi piezīmēt, ka tas notiek tikai tad, ja dziļumerozijas rezultātā tiek atsegtas pazemes ūdens nesējslānis un, izplūstot pazemes ūdeņiem, var izveidoties patstāvīga ūdenstece (Eberhards, 2013). Līdzīgi, iespējams, attīstījās arī Rauņa ielejas lejtece. Ņemot vērā, ka augšpus grav ielejām atradās Rauņa paleoezers, tad iespējams lietusgāžu, spēcīgāku pavasara palu vai plūdu laikā izveidojās lielāka straume, kas savienoja Rauņa paleoezeru ar kādas lielākas gravas augšgalu. Tā kā gravai nebija izveidojies dinamiskā līdzsvara profils, tad palielinātā noteces rezultātā sākās intensīva dziļumerozija visā tās posmā, kas tālāk izsauca iztekas no paleoezera padziļināšanos, paleoezera līmeņa pazemināšanos vai pat gandrīz pilnīgu noplūšanu. To apliecina arī abu Rauņa garenprofila lejasposmu ieteka Raunā – Dankas un Dankas – Birznieki/Plūči izplatīto divu līmeņu terasu fragmentu novietojums vienādā augstumā virs tagadējā Rauņa gultnes līmeņa (Krievāns, 2011b). Tādējādi notikusi upes vienlaidus iegrašanās abos šajos posmos visā to garumā līdz vietai, kur profilā sākās pārgāzne.

Rauņa ezera līmeņa pazemināšanās vai noplūšana sekmēja pārpurvošanās procesu sākumu paleoezera aizņemtās teritorijas pazeminājumos (4.37. attēls), par to liecina purva nogulumu uzkrāšanās sākums pirms 9624±90 kal. g.p.m. (4.1. tabula). Regresīvā erozija, kas turpinājās, pastiprināja Rauņa paleoezera drenāžu, tāpēc kūdras uzkrāšanās notika salīdzinoši īslaicīgi. Virs kūdras turpināja uzkrāties aleirītiska līdz vidējgraudaina smilts. Kā liecina ¹⁴C dati, kūdras uzkrāšanās beidzās pirms apmēram 8925±120 g.p.m. (Zelčs *et al.*, 2009). Strauji pazeminoties Rauņa paleoezera līmenim, tikpat strauji pazeminājās arī erozijas bāze tērcītēm, kas, iespējams, plūda no Veselavas galamorēnas uz Rauņa paleoezeru. Sākoties regresīvajai erozijai Rauņa augštecē, tika pārtverta Vaives augštece vai tās pietekas Rīdzene un Dzirnaupe augšpus Veselavas gala morēnas (4.38. attēls). Tas varēja notikt aptuveni pirms 3321±60 g.p.m., kad sākās kūdras uzkrāšanās Veselavas ieplakā. Rauņa augšteces posms augšpus Veselavas gala morēnas grēdai sākotnēji ir attīstījies kā paliku ezers, kas izveidojās distālā sprostezera drenāžas rezultātā uz ledāja sprostezera, kurš aizņēma Veselavas galamorēnas distālajai nogāzei pieguļošo Dzirnupes un Augšvaives ieplaku. Šo ieplaku drenēja Vaive, kuras augštece veidojās kā ledājkūšanas ūdeņu marginālā noteces leja. Par šāda sprostezera pastāvēšanu norāda arī O. Āboltniņš (1998a). Ledāja sprostezeram noplūstot, šis tagadējais Rauņa augšteces posms bija Vaives augštece vai Vaives pieteka.

Secinājumi

Pētījuma rezultāti un to analīze ļauj izdarīt vairākus būtiskus secinājumus par hidrogrāfiskā tīkla attīstību pēdējā leduslaikmeta beigu posmā pieledāja teritorijā. Apvidos ar sarežģītu virsmas artikulāciju, kuru pārejas zonā no starplobu augstienēm uz zemienēm veido orientētais ledāja malas paugurgrēgu reljefs ar plašām starpgrēdu un daudzām iekšgrēdu ieplakām, ir raksturīga daudz plašāka pieledāja sprostezeru veidošanās un paliku ezeru izplatība nekā tas tika pieņemts un uzskatīts līdz šim. Šādos zemes virsmas topogrāfijas apstākļos ir raksturīga arī fluviālās noteces reljefa formu lielāka daudzveidība.

Lauka pētījumu rezultāti ļauj secināt, ka lielākajā daļā no areāliem, kuri dažāda mēroga kvartārģeoloģiskajās vai ģeomorfoloģiskajās kartēs ir parādīti kā glaciofluviālo veidojumu apvidi, ir sastopami glacioakvālie nogulumi un to veidotās reljefa formas, kas ir radušās galvenokārt gar ledāja malu izvietotos ledāja sprostezeros vai arī - tekoša ūdens straumēm ieplūstot pieledāja un paliku baseinos. Izstrādātā metodika ļauj pietiekoši droši prognozēt šādas neatbilstības un neprecīzas interpretācijas, kas ir svarīgi pētījumiem nākotnē, jo līdzīgi nogulumu veidošanās apstākļi ir bijuši visai izplatīti segledāju izzušanas laikā.

Lejas Gaujas senielejai kreisajam krastam pieguļošajā teritorijā sastopamo glacioakvālas izcelsmes nogulumu izplatības areālu kontūras, kvartāra zemes virsmas kritums (proksimālā virzienā no ledāja malas veidojumiem) un fluviālās erozijas formu izplatība liek secināt, ka daudzi areāli, kas agrākos pētījumos ir interpretēti kā glaciofluviālie līdzenumi, kēmu-sandru reljefs vai sandri, balsoties uz šī pētījuma rezultātiem, ir atzīstami par glaciolimniskiem līdzenumiem, vai atsevišķos gadījumos tie ir glaciofluviāli-glaciolimniskie līdzenumi vai glaciofluviālo deltu līdzenumi. Vietām Dzirkāļu apkārtnē ir attīstīti iekšzemes eolie veidojumi - morfoloģiski vāji attīstītas kāpas un segsmilts līdzenumi. Tādējādi pētījumu teritorija varētu arī kļūt par šo iekšzemes eolo veidojumu pētījumu vietu, jo šie areāli ir pieskaitāmi pie augsta saimnieciskā riska teritorijām un, piemēram, meža kailcirtes var sekmēt atkārtotu eolo procesu atkārtotu aktivizēšanos.

Senākie un arī hipsometriski visaugstāk novietotie pieledāja ezeri sāka veidoties Krustakroga un Kleķeru apkārtnē, ledājam atkāpjoties no Kaldabruņas fāzes malas veidojumu joslas. Paleoezeru veidošanās, pārejas joslā no Vidzemes augstienes uz Ziemeļvidzemes zemieni, un noplūšana uz hipsometriski zemākiem līmeņiem gar ledāja malu un tās virzienā turpinājās Gulbenes, Linkuvas un Valdemārpils fāžu deglaciācijas laikā.

Pētījuma rezultāti pierāda, ka Lejas Gaujas ielejai pieguļošās teritorijas paleoezeri noplūda ledāja deglaciācijas gaitā gar ledāju vai, arī teritorijai atbrīvojoties no ledāja, tā atkāpšanās virzienā, t.i., perpendikulāri ledāja malai. Šie rezultāti apstiprina darba hipotēzi par ledājūdeņu drenāžas apstākļiem, kuri izsauca marginālo un pārgāznes ledājūdeņu noteces ieleju veidošanos un ar tām saistīto pieteku ieleju, pa kurām notika paliku ezeru drenāža, attīstība un strauju dziļumerozija saistībā ar Lejas Gaujas senielejas attīstību un erozijas bāzes līmeņa svārstībām.

Gaujas kreisā krasta pirmās un pat atsevišķas otrās pakāpes pietekas, kuras plūst no Vidzemes augstienes uz Ziemeļvidzemes zemieni, veidojušās, noplūstot paliku ezeriem un ģenētiski ir pieskaitāmas pie pārgāznes tipa ielejām. Šīm ielejām ir raksturīgi nelīdzeni, salikti gultnes garenprofili, kuros atspoguļojas upes dziļi iegrauztu posmu mija ar sekliem, nereti pārpurvotiem posmiem. Savukārt Gaujas labā krasta pietekas no Siguldas līdz Strenčiem veidojušās, ledājkušanas ūdeņiem noplūstot no ledāja malas vai gar to uz zemākos hipsometriskajos līmeņos izvietotajiem ledus sprostezeriem un Lejas Gaujas ledājkušanas ūdeņu noteces ieleju. Šīs upju ielejas ģenētiski pieskaitāmas pie ledājūdeņu

distālām, laterālām un starpgrēdu noteces ielejām. Tām raksturīgi vienmērīgi izveidoti garenprofili un strauja ielejas padziļināšanās ietekas tuvumā. Veiktas pētījums norāda, ka ir iespējams veikt detalizētu upju ieleju klasifikāciju, tomēr tikai pēc kompleksu pētījumu veikšanas, ņemot vērā reljefa veidošanos deglaciācijas gaitā. Savukārt vienkāršojumi un balstīšanās uz nepietiekoši precīziem informācijas avotiem, ir maldinoša un pētniekus virza uz visai sarežģītu un daudzpakāpju notikumu nepamatotu vienkāršošanu.

Iegūtie rezultāti par Gaujas virspalu augšējo terašu iekšējo uzbūvi posmā no Siguldas līdz Valmierai ļauj secināt, ka tās veidojošie nogulumi ir uzkrājušies pieledāja un paliku ezerā pēdējā leduslaikmeta beigu posmā, bet terases ir tajos iegrauztas fluviālās erozijas rezultātā holocēnā.

Izstrādājot paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas, kritiski ir jāizvērtē agrākajos pētījumos izdarītie secinājumi par glacioakvālo nogulumu ģenēzi un izplatību. Pētījuma laikā iegūtā pieredze norāda, ka vairumā gadījumu ir nepieciešams nogulumus apzināt un pētīt ievērojami detalizētāk, īpašu uzmanību pievērrot sedimentācijas apstākļu izzināšanai, daudzviet nepieciešams nozīmīgi precizēt nogulumu izplatības laukumus. Pētījumā iegūtie rezultāti un to interpretācija ļauj konstatēt, ka pētījuma mērķis ir sasniegts un galvenie izvirzītie uzdevumi ir izpildīti.

Pateicības

Autors vēlas izteikt vislielāko un sirsnīgāko pateicību promocijas darba vadītājam prof. Vitālijam Zelčam par sniegtajiem padomiem, ieguldīto darbu, metodiskām konsultācijām un rekomendācijām, palīdzību lauka pētījumos, kā arī par neatsveramu atbalstu un diskusijām publikāciju un disertācijas tapšanas gaitā.

Izsaku lielu pateicību Agnim Rečam par palīdzību lauka pētījumos, diskusijām promocijas darba tapšanas gaitā un par GPS datu pēcapstrādi. Pateicība asoc. prof. Ģirtam Stinkulim par palīdzību lauka pētījumos un sniegtajām konsultācijām. Autors īpaši pateicas Jurim Burlakovam par disertācijas kopsavilkuma angļu valodas rediģēšanu. Vissirsnīgāko pateicību autors izsaka Aigai Torai par sniegto atbalstu un palīdzību promocijas darba izstrādes laikā.

Šis darbs izstrādāts ar Eiropas Sociālā fonda atbalstu projektā "Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē", LU reģistrācijas Nr. 2009/0138/1DP/1.1.2.1.2/09/IPIA/VIAA/004, kā arī saņemot atbalstu no LU granta Nr. 2007/ZP-87 „Skandināvijas ledusvairoga dienvidu malas iekšējās zonas Vēlā Vislas posma deglaciācijas notikumu hronoloģijas pilnveidošana”, LZP granta Nr.09.1420 „Ledājukušanas ūdeņu radītā ledāja gultnes modifikācija politermāla ledāja malas joslā Fenoskandijas ledusvairoga dienvidaustrumu sektora Latvijas daļā” un Valsts pētījumu programmas Nr. 2010.10-4/VPP-5 ResProd 1. projekta GEO.

Literatūras saraksts

- Amon, L. 2011. *Palaeoecological Reconstruction of Late-glacial Vegetation Dynamics in Eastern Baltic Area: a View Based on Plant Macrofossil Analysis*. TUT Press, 154 p.
- Anderton, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. In Brenchley, P.J., and Williams, B.P.J. (eds.), *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects*. Oxford, U.K., Blackwell Science, pp. 31–47.
- Ashley, G.M. 2002. Glaciolacustrine environments. In Menzies, J. (ed.) *Modern and Past Glacial Environments*. Butterworth-Heinemann, pp. 335-359.
- Ašmanis, K. 1930. *Gauja*. Valters un Rapa, Rīga, 84 lpp.
- Ašmanis, K. 1931. *Latvijas un vispārīgā ģeoloģija: 4. pārstrādātais un saīsinātais iespiedums*. Valters un Rapa, Rīga, 143 lpp.
- Ašmanis, K. 1935. Cēsu apkārtnes ģeoloģija. *Ģeogrāfiski raksti*, V, lpp. 28-32.
- Ābolkalns, J., Majore, M., Stelle, V. 1960. Driasa floras atliekas Gaujas ielejas trešās virspalu terases nogulumos. *Latvijas PSR ZA Vēstis*, 8 (157), lpp. 99-107.
- Āboltiņš, O. 1965a. K voprosu o morfoloģii doliny reki Gauya. *Pētera Stučkas Latvijas Valsts Universitātes aspirantu zinātniskie raksti*, sēj. 3. Nr. 2, lpp. 27 - 35.
- Āboltiņš, O. 1965b. Osobennosti morfoloģii i formirovaniya doliny verkhnego i srednego techeniya reki Gauya. *Pētera Stučkas Latvijas Valsts Universitātes aspirantu zinātniskie raksti*, sēj. 3. Nr. 2, lpp. 5-26.
- Āboltiņš, O. 1967. O prilednikovykh vodoyemakh i formirovanii gidrograficheskoy seti v bassejne reki Gauya. *Grām.: Istoriyaozersevero-zapada SSSR*. L., s. 61-65.
- Āboltiņš, O. 1969. Tipy allyuviya golotsenovykh terras doliny r.Gauya. *Grām.: Voprosy chetvertichnoy geologii*, 4. Zinatne, Riga, s. 121 - 140.
- Āboltiņš, O. 1970. Marginalnyye obrazovaniya Sredne-Latviyskoy pokatosti i ikh korrelyatsiya s Linkuvskoy (Severo-Litovskoy) konechnoy morennoy. *Grām.: Voprosi chetvertichnoy geologii*, 5. Zinatne, Riga, s. 50–73.
- Āboltiņš, O. 1971. *Razvitie dolini reki Gauja*. Zinātne, Rīga, 105 s.
- Āboltiņš, O. 1972. K voprosu o formirovaniji ostrovovidnih vozvishennostei. *Grām.: Ljednjikovij morfogenhez*. Zinātne, Rīga, s. 95-107.
- Āboltiņš, O. 1975. Glaciodynamiceskiye osobennosti formirovanhija vozvishennostei Latviji. *Grām.: Voprosi chetvertichnoy geologii*, s. 8. Zvaigzne, Rīga, s. 5-23.
- Āboltiņš, O. 1989. *Ghaciostruktura i lhednikovij morfogenhez*. Zinātne, Rīga, 286 s.
- Āboltiņš, O. 1992. The Vidzeme highland. In: Āboltiņš, O., Eberhards, G., Zelčs, V. (ed.), *Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present. Guidebook of the Baltic regional summer field meeting of geomorphologists and Quaternary geologists North and central Vidzeme, Latvia*. LU, Rīga, pp. 48–69.
- Āboltiņš, O. 1995a. Kazu ieleja. *Grām.: Kavacis, G. (atb. red.), Latvijas daba*, 2. Latvijas Enciklopēdija, Rīga, lpp. 238.
- Āboltiņš, O. 1995b. Vidzeme Highland. In: Schirmer, W. (ed.), *INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe, 1. C–3 Baltic Traverse*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, pp. 159 - 160.
- Āboltiņš, O. 1998a. Stop 11. End moraine at Veselava. In: Zelčs, V. (ed.), *Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia. Excursion Guide*. University of Latvia, Riga, pp. 66-73.
- Āboltiņš, O. 1998b. STOP 14. Holocene freshwater limestone and outcrop at Priekuļi, vicinity of Cēsis. In: Zelčs, V. (ed.), *Field Symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia. Excursion guide*. University of Latvia, Riga, 1998, pp. 79-82.

- Āboltniš, O. 1998c. Vidzemes augstiene. *Grām.:* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 6. sēj.* Preses nams, Rīga, lpp.73.-76.
- Āboltniš, O. 2010. *No leduslaikmeta līdz globālajai sasilšanai: dabas vides pagātne un tagadne Latvijā.* LU Akadēmiskais apgāds, 127 lpp.
- Āboltniš, O., Aseyev, A., Vonsavičus, V., Isačenkov, I., Mozhajev, B., Raukas, A. 1988. Ostrovnije vozvishennosti kak osonim obrazom organhizovannije geologicheskiye objekti. AN ESSR, Tallin, 56 s.
- Āboltniš, O., Eniš, G. 1979. *Gaujas senleja.* Liesma, Rīga, 136 lpp.
- Āboltniš, O., Isachenkov, V., Karukjapp, R., Raukas, A., Faustova, M. 1977. Strojehijeglavnihhedorazdelhnih zon. *In:* Chebotareva, N.S. (ed.-in-chief), *The structure and dynamics of the last icesheet of Europe.* Nauka, Moscow, s. 19–112.
- Āboltniš, O., Markots, A. 1998. Morphology and internal structure of plateau-like hills at Skujene. *Field symposium on glacial processes and Quaternary environment in Latvia, Excursion Guide.* University of Latvia, Rīga, pp. 57-61.
- Āboltniš, O., Mikalauskas, A., Raukas, A. 1974a. Morphogenetic classification of extramarginal glacioaquatic formations based on investigation in the Baltic States. *In:* Biske, G., Mikalauskas, A. (eds.), *Predfrontalnye krayevye lednikovye obrazovaniya.* Mintis, Vilnius, s. 25–31.
- Āboltniš, O., Mūrnieks, A., Zelčs, V. 2011. Stop 2: The River Gauja valley and landslides at Sigulda. *In:* Stinkulis, Ģ. and Zelčs, V. (eds.), *The Eighth Baltic Stratigraphical Conference. Post-Conference Field Excursion Guidebook.* University of Latvia, Riga, pp. 15-20.
- Āboltniš, O., Straume, J., Juškevičs, V. 1975. Osobennosti relhjeфа i osnovnije etapi morfogenheza Centralhno – Vidzemskoivozvishennosti. *Grām.:* *Voprosi chetvertichnoy geologii*, 8. Zvaigzne, Riga, s. 31–47.
- Āboltniš, O., Veinbergs, I., Danilāns, I., Meirons, Z., Straume, J., Eberhards, G., Juškevičs, V., Jaunputniš, A. 1972a. Osnovnije cherti lednhikovogo morfogenheza i osobnostideglhaciaciji poslhednego lhednikovogo pokrova na territoriji Latviji. *Grām.:* *Putevoditelh polhevogo simpoziuma IV vsesojuznogo mezhved. soveshch. po izucheniju krayevih obrazovaniy materikovikh oledeneniy.* Zinatne, Riga, s. 3–16.
- Āboltniš, O., Veinbergs, I., Eberhards, G. 1974b. O formirovanii predfrontalnykh vodnolednikovyykh basseynov i dolinno - rechnoy seti vo vremya deglyatsiatsii lednika poslednego oledeneniya na territorii Latviyskoy SSR. *Predfrontalnyye krayevyye lednikovyye obrazovaniya.* Vilnyus, Mintis, s. 60 - 80.
- Āboltniš, O., Veinbergs, I., Stelle, V., Eberhards, G. 1972b. Main complexes of marginal formations and glacial retreat in the territory of Latvian SSR. *In:* Goretskiy, G.I., Pogulayev, D.I., Shick, S.M. (eds.), *Krayevye obrazovaniya materikovikh oledeneniy.* Nauka, Moscow, s. 30–37.
- Āboltniš, O., Zelčs, V. 1988. Litomorphogenesis of inner zone of ancient glacial region (investigations in Latvia). *In:* Purin, V. R., Zvejniek, R. (eds.), *Ģeogrāfiskās domas attīstība Padomju Latvijā.* Rīga, Latvijas Valsts Universitāte, lpp. 103-126.
- Basalykas, A. 1956. *Lietuvos upes.* Vilnius, 133 p.
- Basalykas, A. 1961. O razvitii dolinno-rechnoy seti YUzhnoy Pribaltiki v pozdne- i poslednikovoye vremya. *Materialy po izucheniyu chetvertichnogo perioda.* M. Izd. AN SSSR, 2, s. 89-95.
- Basalykas, A. 1967. O prilednikovyykh vodoyemakh YUzhnoy Pribaltiki. *Istoriya ozer Severo-Zapada.* L., s. 13-17.
- Basalykas, A. 1968. Roznorodnosc morfogenetyczna dolin krajobrazu olodowcowego na przykladzie terenow Litewskiej SSR. *Przegl. Geograficzny*, 40, 4, pp. 771-781.

- Basalykas, A. 1969. Raznoobraziye relyefa lednikovoy akkumulyativnoy oblasti. *Materikovoye oledneniye i lednikovyy morfogenez: K VII kongreessu INQUA, Francija*. Vilnius, pp. 65-154.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation, 2nd edition*. Hodder Arnold, 816 p.
- Bitinas, A., Damušyte, A., Stančikaite, M., Aleksa, P. 2002. Geological development of the Nemunas River Delta and adjacent areas, West Lithuania. *Geological Quarterly*, 46 (4), 375-389.
- Błaszkiwicz, M. 1998. Dolina Wierzyca, jej rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie (Wierzyca valley, evolution in Late Pleistocene and Early Holocene). *Dokumentacja Geograficzna*, 10, pp. 1-116 (in Polish).
- Błaszkiwicz, M. 2005. Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżenijeziornych na Pojezierzu Kociewskim - wschodnia część Pomorza (Late glacial and early Holocene evolution of the lake basins in the Kociewskie Lakeland - Eastern part of the Pomerania Lakeland). *Prace Geograficzne*, 201, pp. 1-192 (in Polish).
- Blažauskas, N., Jurgaitis, A., Šinkūnas, P. 2007. Patterns of Late Pleistocene proglacial fluvial sedimentation in the SE Lithuanian Plain. *Sedimentary Geology*, 19, pp. 193-201.
- Blockley, S., Blaauw, M., Bronk Ramsey, C., van der Plicht, J. 2007. Building and testing age models for radio-carbon dates in Lateglacial and Early Holocene sediments. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15-16), pp. 1915-1926.
- Böse, M. 1995. Problem of dead ice and ground ice In the central part of the North European Plan. *Quaternary International*, 28, pp. 123-125.
- Brangulis, A.J. 2000. Pirmskvartāra nogulumu. *Krāj.: Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1: 200 000, 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, lpp. 5 – 10.
- Bridge, J.S. 1995. Discussion: description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42, pp. 384-389.
- Bridge, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40, pp. 801-810.
- Bronk Ramsey, C. 2008. Radiocarbon dating: revolutions in understanding. *Archaeometry*, 50, 2, pp. 249-275.
- Bronk Ramsey, C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51 (1), pp. 337-360.
- Burchsted, D., Daniels, M., Wohl, E.E. 2014. Introduction to the special issue on discontinuity of fluvial systems. *Geomorphology*, 205, pp. 1-4.
- Carrivick, J. L., Russell, A. J., Tweed, F. S., and Twigg, D. 2004. Palaeohydrology and sedimentology of jökulhlaups from Kverkfjöll volcano, Iceland. *Sedimentary Geology* 172, pp. 19-40.
- Cedro, B. 2007. Evolution of the River Rega Valley Near Łobez in Late Pleistocene and Early Holocene. *Geochronometria*, 28, pp. 55-59.
- Celiņš, I., Nartišs, M. 2011. Iekšzemes kāpas Sedas līdzenumā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija*. 789. sēj. Rīga: Latvijas Universitāte, lpp. 127-142.
- Celiņš, I., Nartišs, M., Zelčs, V. 2013. The morphology, internal structure and development of island dunes at North Vidzeme, Latvia. *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25-30, 2013*. Vilnius - Trakai, Lithuania, pp. 54 - 56.
- Ceriņa, A., Danilans, I., Dreimanis, A., Jakubovska, I., Stelle, V., Zelčs, V. 1998. Stop 12. Raunis Late glacial deposits southeaster from Cesis. In: Zelčs, V. (ed.), *Field*

- Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia. Excursion Guide.* University of Latvia, Riga, pp. 66-73.
- Charlton, R. 2008. *Fundamentals of fluvial geomorphology.* Routledge, New York, 234. p.
- Chebotarev, I.A. 1975. *Obshchaya gidrologiya (vody sushi).* Gidrometeoizdat, Leningrad, 544 s.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., Wattrus, N.J., Peterson, J., Quintana-Krupinski, N., Clark C.D., Sjunneskog, C. 2008. Large Subglacial lake beneath the Laurentide Ice Sheet inferred from sedimentary sequences. *Geology*, 36, pp. 563-566.
- Church, J. A., J.M. Gregory, J. M., P. Huybrechts, P., M. Kuhn, M., C. Lambeck, C., M.T. Nguan, M. T., D. Qin, D., P.L. Woodworth, P. L. 2001. Changes in sea level. *In: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., Van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C. A. (eds.), Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press (Cambridge, New York), pp. 639-694.
- Cimdiņš, P., Liepa, R. 1983. *Mazās upes.* Zinātne, Rīga, 64 lpp.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, 325 (5941), pp. 710-714.
- Clark, P.U., Mix, A.L. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 1-7.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S. 2003. Superlakes, megafloods, and abrupt climate change, invited 'Perspectives' article, *Science*, 301, pp. 922-923.
- Coleman, J.M., Wright, L.D. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. *In: Broussard, M.L. (ed.), Deltas. Models for Exploration.* Houston Geological Society, pp. 99-149.
- Costard, F., Gautier, E., Brunstein, D., Hammadi, J., Fedorov, A., Yang, D., Dupeyrat L. 2007. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia. *Geophysical research letters*, Vol. 43., issue 14, L14501.
- Daniļāns, I. 1957. *Golotsenovyje presnovodnyje izvestkovyje otlozhenija Latvii.* Rīga, Publishing House Academy of Science of Latvian SSR, 162 pp.
- Daniļāns, I. 1972. O nekotorykh voprosakh vznikoveniya i istorii razvitiya lednikovyx ozer. *Grām.: Voprosy chetvertichnoy geologii*, 6, Zinātne, Rīga, s. 59-68.
- Daniļāns, I. 1973. *Chetvertichnye otlozheniya Latviji.* Zinatne, Riga, 312 s.
- Dauškans, M. 2011. Kēmu terašu morfoloģija un uzbūve īpatnības Vidzemes augstienē. *Grām.: Latvijas Universitātes Raksti 767. sējums. Zemes un vides zinātnes.* LU, Rīga, lpp. 17-34.
- Dauškans, M. 2013. *Kēmu terases Austrumlatvijas augstienēs.* LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 126 lpp.
- Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G., Cornet, Y. 2007. An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology*, 91 (1-2), pp. 51-64.
- Dobrowolski, R., Pidek, I., Gołub, S., Dzieńkowski, T. 2010. Environmental changes and human impact on Holocene evolution of the Horodyska River valley (Lublin Upland, East Poland). *Geochronometria*, 35 (1), pp. 35-47.
- Doss, B. 1915. Das geologische Profil durch den Untergrund der Düna in der Richtung der neuen Eisenbahnbrücke in Riga. *Separatabdruck aus dem Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga*, LVII, Rīga, 60 p.
- Dott, R.H. Jr., Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, pp. 663-680.

- Duller, G.A.T. 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *Journal of Quaternary Science*, 19, pp. 183-192.
- Duller, G.A.T. 2006. Single grain optical dating of glacial deposits. *Quaternary Geochronology*, 1, pp. 296-304
- Dvareckas, V. 1971. Allyuvialno-fatsialnyy i sporovo-pyltsevoy analiz starits pervykh nadpoymennyykh terras rek Litvy. *Palinologicheskiye issledovaniya v Pribaltike*. Zinātne, Rīga, s. 135-142.
- Dvareckas, V. 1976. Stroyeniye i razvitiye rechnykh dolin Litvy v pozdnelednikovye i golotsene. *Geographia Lituanica*, Vilnius, s. 51-57.
- Dvareckas, V. 1987. Development of periglacial lakes as base levels of erosion in the South Peribaltic area in Late - Glacial. In: Kabailiene, M. (ed.), *Methods for the investigation of lake deposits: Palaeoecological and palaeoclimatological aspects*. Proceedings of the International Symposium, Vilnius, September 15 - 19, pp. 223-226.
- Dvareckas, V. 1990. The development of the Lithuanian river valleys in Late - and Post-Glacial times. *Quaternary Studies in Poland*, 10, pp. 41-45.
- Dvareckas, V. 2000. Development of the river valleys in Lithuania. *Prace Geograficzne*, zeszyt 105, pp. 321-328.
- Dvareckas, V., Beconis, M. 1987. Morphogenesis of river valleys in the Southern Peribaltic area and human impact on recent processes. *Palaeohydrology of the temperate zone, I, Rivers and Lakes*. Tallinn, Valgus, pp. 111 - 119.
- Dvareckas, V., Eberhards, G. 1978. Tipy stroyeniya i osobennosti formirovaniya allyuviya v dolinakh YUzhnoy i Sredney Pribaltiki. *Problemy morfogeneza relyefa i paleogeografii Latvii*. Riga, izd-vo Latviyskogo gos. Un-ta, s. 3 - 19.
- Eberhards, G. 1965. O teyerasakh doliny reki Daugavy na uchastke Koknese - Ogre *Pētera Štučkas Latvijas Valsts Universitātes aspirantu zinātniskie raksti*, sēj. 3. Nr. 2, lpp. 37-58.
- Eberhards, G. 1966. Golotsenovyye allyuvialnyye otlozheniya r. Zapadnaya Dvina (Daugava) v predelakh Latviyskoy SSR. *Ocherki po fizicheskoy geografii*. Riga, s. 85-107.
- Eberhards, G. 1967. Ob ozerno-lednikovom bassejne Vostochno-Lftviyskoy nizmennosti. *Istoriya ozer Severo-Zapada*. Materialy I Simpoziuma po istorii ozer Severo-Zapada SSSR. Ļeņingrada, s. 57-61.
- Eberhards, G. 1969. Morfologiya i genezis nekotorykh tipov dolin i dolinoobraznykh form v bassejne r. Daugava. *Grām.: Voprosy chetvertichnoy geologii*, 4. Zinatne, Riga, s. 103-120.
- Eberhards, G. 1972a. *Strojenije i razvitije dolin baseina reki Daugava*. Zinātne, Rīga, 131 s.
- Eberhards, G. 1972b. Subglyatsialnyye lozhbiny i osobennosti ikh razmeshcheniya v predelakh nizmennykh rayonov Latvii. *Voprosy fizicheskoy geografii Latviyskoy SSR*. T. 162, LGU im. P. Stuchki, s. 15 - 31.
- Eberhards, G. 1972c. Pieņemto zīmju un apzīmējumu sistēma ģeomorfoloģijā. LVU, Rīga, 72 lpp.
- Eberhards, G. 1973a. Morfogenz doliny reki Salatsy. *Voprosy fizicheskoy geografii Latviyskoy SSR*. Vyp. 2. LGU im. P. Stuchki, s. 21 - 29.
- Eberhards, G. 1973b. O zakonomernostyakh formirovaniya spektrov rechnykh terras oblasti poslednego oledeneniya. *Voprosy fizicheskoy geografii Latviyskoy SSR*, II. Riga, lpp. 5-20.
- Eberhards, G. 1973c. O kharaktere molodykh dvizheniy zemnoy kory Ltvii po rezul'tatam izucheniya rechykh dolin. *Sovremennyye dvizheniya zemnoy kory*. Tartu, N 5, s. 309-313.

- Eberhards, G. 1975. O nekotorykh osobennostyakh drevnikh vrezov Latvii i ikh formirovani. *Grām.: Voprosy chetvertichnoy geologii, VIII*. Zinātne, Rīga, s. 24-30.
- Eberhards, G. 1977. Osnovnyye zakonomernosti dolinoobrazovaniya v Pribaltike. *Rechnyye sistemy i melioratsiya: materialy XIV plenuma geomorfol. komis. AN SSSR*. Novosibirsk, ch. 2, s. 77-80.
- Eberhards, G. 1979a. Osnovnyye zakonomernosti dolinoobrazovaniya v Pribaltike. *In: Istoriya razvitiya rechnykh dolin i problemy melioratsii zemel'. Evropeyskaya chast' SSSR*. Nauka, Novosibirsk, s. 55-60.
- Eberhards, G. 1979b. Osnovnyye zakonomernosti formirovaniya dolinno-rechnoy seti oblasti poslednego Evropeyskogo oledeneniya. *In: Biske, G.S. (ed.-in-chief), Paleogeografiya oblasti skandinavskikh materikovykh oledeneniya*. Geograficheskoye obschestvo SSSR, Leningrad, s. 10-18.
- Eberhards, G. 1982. K voprosu o lednikovom pereformirovani drevnikh pogrebennykh vrezov. *Dolednikovyy rel'yef Severo-Zapada Russkoy ravniny*. L. Izd-vo GO SSSR, s. 45-50.
- Eberhards, G. 1992. The Salaca river valley. *In: Āboltniš, O., Eberhards, G., Zelčs, V. (eds.), Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present. Guidebook of the Baltic regional summer field meeting of geomorphologists and Quaternary geologists North and central Vidzeme, Latvia*. LU, Rīga, pp. 33-35.
- Eberhards, G. 2006. Geology and development of the palaeolake Burtnieks during Late Glacial and Holocene. *In: Larsson, L. and Zagorska, I. (eds.), Back to the Origin. New reserach in the Mesolithic-Neolithic Zvejnieki cemetery and environment, northern Latvia*. Almqvist & Wiksell International, Lund, pp. 25-51.
- Eberhards, G. 2013. *Upju ieleju veidošanās un mūsdienu gultnes procesi dienvidaustrumu Baltijā*. Rīga, LU Akadēmiskais apgāds, 212 lpp.
- Eberhards, G., Miidel, A. 1984. Main features of the development of river valleys in the East Baltic. *Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology*, 33, pp. 136-145.
- Ehlers, J. 1996. *Quaternary and Glacial Geology*. John Willey & Sons Ltd., Chichester, 578 pp.
- Ehlers, J., Gibbard, P., Rose, J. 1991. Glacial deposits of Britain and Europe: General overview. *In: Ehlers, J., Gibbard, P., Rose, J. (eds.), Glacial deposits in Great Britain and Ireland*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 493-503.
- Ethridge, F.G., Germanoski, D., Schumm, S.A., Wood, L.J. 2005. The morphological and stratigraphical effects of base-level change: a review of experimental studies. *In: Blum, M. D., Marriott, S. B., Leclair, S. F. Fluvial Sedimentology VII. Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 35, pp. 213-241.
- Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A. 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, vol. 78, 1-2, pp. 115-176.
- Eyles, N., Eyles, C.H., Maill, A.D. 1983. Lithofacies, types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictive sequences. *Sedimentology*, 30, pp. 393-410.
- Fielding, CR. 1993. A review of recent research in fluvial sedimentology. *Sedimentary Geology*, 85, pp. 3-14.
- Fitzsimons, S. J. 2003. Ice-marginal terrestrial landsystems: Polar continental glacier margins. *In: Evans, D.J.A. (eds.), Glacial Landsystems*. Arnold, London, pp. 89-110.
- Flint, R.F. 1971. *Glacial and quaternary geology*. New York, 892 pp.

- Friend, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *In*: Collinson, J.D., Lewin, J. (eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, 6, pp. 345–354.
- Froese, D., Smith, D., Clement, D. 2005. Characterizing large river history with shallow geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory and Alaska. *Geomorphology*, 67, pp. 391–406.
- Fuchs, M., Owen, L.A. 2008. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*, 37, pp. 636–659.
- Gaigalas, A., Dvareckas, V. 2002. The Evolution of river valleys in Lithuania from deglaciation to recent changes and data from the sediment infill of oxbow lakes. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, 81 (3-4), pp. 407 - 416.
- Gaigalas, A., Dvareckas, V., Banys, J. 1987. Reconstruction of sedimentation conditions in the oxbow lakes of Lithuanian river valleys. *In*: Kabailiene, M. (ed.), *Methods for the investigation of lake deposits: Palaeoecological and palaeoclimatological aspects*. Proceedings of the International Symposium, Vilnius, September 15 - 19, pp. 228 - 232.
- Garde, R.J. 2006. *River morphology*. New Age International Pvt Ltd Publishers, New Delhi. 502 p.
- Ginters, G. 1984. Osobennosti i raschlenhenhijemoren Vidzemskey vozvishennosti. *Grām.: Paleogeografija i stratigrafijachetvertichnogo perioda Pribaltiki i sopredehlnih raiyonov*. Vilnius, s. 68–73.
- Gregory, K.J., Benito, G. 2003. Introduction to Regional Palaeohydrologic Regimes and Areas. *In* Gregory, K.J., Benito, G. (eds) *Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, pp. 35–46.
- Grīnbergs, E. 1957. *Pozdnelednikovaja i poslelednikovaja istorija poberezhija Latviskoi SSR*. Riga, Izdatelstvo Akademii nauk Latviskoi SSR, 123 s.
- Gruszka, B. 2001. Climatic versus tectonic factors in the formation of the glaciolacustrine succession (Bełchatów outcrop, central Poland). *Global and Planetary Change*, 28 (1-4), pp. 53-71.
- Gudeliauskiene, A. 1982. Antropogeniai hidrografino tinklo konfiguracijos pakitimai. *Geogrāfija*. Vilnius, Mokslas, XVIII, s. 50-56.
- Gudelis, V. K. 1963. K voprosu o terminologii i klassifikatsii krayevykh lednikovykh obrazovaniy materikovogo oledenenniya. *Trudy Komissii po izuchenniyu chetvertichnogo perioda*, t. 21, Maskava, s. 84-91.
- Gumiero, B., Mant, J., Hein, T., Elso, J., Boz, B. 2013. Linking the restoration of rivers and riparian zones/wetlands in Europe: Sharing knowledge through case studies. *Ecological Engineering*, 56, pp. 36-50.
- Hambrey, M. J. 1994. *Glacial Environments*. CRC Press, 302 p.
- Hausen, H. 1913a. *Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den Russischen Osteeländern*. Helsingfors, 181 p.
- Hausen, H. 1913b. *Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit*. Sällskapet för Finlands geografi, Helsingfors, 142 p.
- Heller, P.L., Paola, C., Hwang, I.-G., John, B., Steel, R. 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES96-1). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 85, pp. 817–838.
- Hickin, E.J. 1993. Fluvial facies models: a review of Canadian research. *Progress in Physical Geography*, 17, pp. 205–222.
- Higgitt, L.D., Warburton, J. 1999. Applications of differential GPS in upland fluvial geomorphology. *Geomorphology*, 29 (1-2), pp. 121-134.

- Hoffmann, T., Lang, A., Dikau, R. 2008. Holocene river activity: analysing ^{14}C -dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 2031-2040.
- Holland, W. N., Pickup, G. 1976. Flume study of nickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of America Bulletin*, 87, pp. 76-82.
- Hooke, J.M. 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 79, pp. 311–335.
- Houben, P. 2007. Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86, pp. 94–114.
- Houben, P., Hoffmann, T., Zimmermann, A., Dikau, R. 2006. Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): Quantifying sediment fluxes and human impact with available data. *Catena*, 66 (1-2), pp. 42-52.
- Huggett, R.J. 2011. Fundamentals of geomorphology, 3rd edition. Routledge Fundamentals of Physical Geography, 536 p.
- Huissteden, J. van, Gibbard, P.L., Briant, R.M. 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. *Quaternary International*, 79(1), pp. 75-88.
- Jain, M., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L. 2004. Optically stimulated luminescence dating: how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*, 15, pp. 143-157.
- Jakubovska, I., Savvaitov, A., Veinbergs, I., Stelle, V. 1999. Stratigraphical position of Raunis interstadial in glaciation curve of late Pleistocene in Latvia. In: Kirsimāe, K., Ainsaar, L. (eds.), *Field symposium on Pleistocene stratigraphy and glacial chronology – southern Estonia. Abstract volume*. Institute of Geology University of Tartu, Tartu, pp. 28-29.
- Johansson, P. 1993. Glacial development and ice-lake types in the Koilliskaira Area, Northeastern Finland. In: Aber, J.S. (ed.), *Glaciotectonics and mapping of glacial deposits*. Canadian Plains Research Center, University of Regina, pp. 274-285.
- Johnsen, T.F., Brennand, T.A. 2006. The environment in and around ice-dammed lakes in the moderately high relief setting of the southern Canadian Cordillera. *Boreas*, 35, pp. 106-125.
- Jones, S.J., Frostick, L.E., Astin, T.R. 2001. Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 139, pp. 229-260.
- Jurgaitis, A.A. 1984. *Litogenez flyuvioglyatsial'nykh otlozheniy oblasti poslednego materikovogo oledeneniya*. Nedra, Maskava, 184 s.
- Juškevičs, V. 2000a. Kvartāra nogulumi. *Krāj.*: Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte, Mērogs 1:200 000, 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži, paskaidrojuma teksts un kartes*. VĢD, Rīga, lpp. 10-31.
- Juškevičs, V. 2000b. Kvartāra nogulumu karte. *Krāj.*: Āboltiņš, O., Kuršs, V. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte, Mērogs 1:200 000, 43. lapa – Rīga, 53. lapa – Ainaži, paskaidrojuma teksts un kartes*. VĢD, Rīga, 68 lpp. t., 2 k.
- Juškevičs, V. Skrebels, J. 2002. Kvartāra nogulumu karte. *Krāj.*: Āboltiņš, O., Brangulis, A.J. (red.), *Latvijas ģeoloģiskā karte, Mērogs 1:200 000, 44., 45. un 54. lapa – Alūksne - Viļaka - Valkai, paskaidrojuma teksts un kartes*. VĢD, Rīga, 1 l
- Juškevičs, V., Misāns, J., Mūrnieks, A. 2002. *Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 44.-45. - 54.lapa – Alūksne - Viļaka - Valka, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 64 lpp.
- Juškevičs, V., Mūrnieks, A., Misāns, J. 1999. *Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 42. lapa – Jūrmala, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 53 lpp.

- Kalm, V. 2006. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciations. *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 960–975.
- Kalm, V., Reet Karukäpp, Raukas, A. 1985. K geneticheskoy klassifikatsii flyuvioglyatsialnyh otlozheniy. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology* 34 (3), pp. 85-91.
- Kalniņa, L., Ceriņa, A., Gorņeva, I., Apsīte, L. 2009. Paleoveģetācijas liecības par Rauņa paleobaseina attīstības apstākļiem leduslaikmeta beigu posmā un holocēnā. *Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 194-196.
- Knox, J.C. 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. *Geomorphology*, 79 (3-4), pp. 286-310.
- Kostic, B., Suss, P.M., Aigner, T. 2007. Three-dimensional sedimentary architecture of Quaternary sand and gravel resources: a case study of economic sedimentology (SW Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 96 (4), pp. 743-767.
- Kovaļevskis, M. 1961. Sootnosheniye relyefa i tektonicheskoy struktury teritorii Latviyskoy SSR. *Grām.: Neotektonika SSSR. Izd-vo AN LatvSSR, Rīga*, s. 101-110.
- Krauss, E. 1930. Zemes garozas svārstīšanās Latvijā (Erdkrustenschwankungen in Lettland). *Ģeogrāfiski raksti*, II, lpp. 79 - 91.
- Krievāns, M. 2011a. Rauņa ielejas attīstība laiktelpiskā skatījumā. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 314-315.
- Krievāns, M. 2011b. Rauņa ielejas attīstība Leduslaikmeta beigu posmā un holocēnā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija*. 767. sēj., lpp. 35-47.
- Krievāns, M. 2014. The internal structure of the third terrace of the River Gauja and implications of its interpretation on paleohydrological reconstructions. *14th GeoConference on Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining, Conference proceedings Volume I. 17-26, June, 2014*. Albena, Bulgaria, pp. 325-332.
- Krievāns, M., Kalniņa, L. 2014. STOP 3: Late-glacial and early postglacial environmental processes and the history of the River Triečupīte valley and surroundings, in the foreland of the Vidzeme Upland. In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014*. University of Latvia, Rīga, pp. 25-31.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2012a. Miegupes ielejas morfoloģija un veidošanās leduslaikmeta beigu posmā. *Acta Universitatis Latviensis Zemes un vides zinātņu sērija*. 789. sēj. Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 127-142.
- Krievāns, M., Rečs, A. 2012b. Sedimentology and facies architecture of late glacial alluvial sediments of the River Miegupe, North Vidzeme, Latvia. 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. Saint – Petersburg, SPbSU, 9-17 September 2012*. SPbSU, Petersburg, pp. 435-437.
- Krievāns, M., Zelčs, V. 2015. Vidzemes augstienes Mežoles pauguraines paleoezeri. *Latvijas Universitātes 73. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, 228 - 229.
- Krievāns, M., Zelčs, V., Nartišs, M. 2014a. STOP 1: Lower Gauja spillway valley at Sigulda. In: Zelčs, V. and Nartišs, M. (eds.), *Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and*

- abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rīga, pp. 17-20.
- Krievāns, M., Zelčs, V., Rečs, A. 2014b. Ledāju kušanas ūdeņu noteces veidošanās pa Kazu ieleju. *Latvijas Universitātes 72. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 252-254.
- Krzyszowski, D., Kuszell, T. 2007. Middle and Upper Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in Southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, vol. 77, No. 1, pp. 17-38.
- Ķuze, J., Liepa, A., Urtāne, L., Zēns, Z. 2008. Palienes režīma atjaunošana Slampes upes lejtecē. *Grām.: Auniņš, A. (red.) Aktuālā savvaļas sugu un biotopu apsaimniekošanas problemātika Latvijā.* Rīga, Latvijas Universitāte, lpp. 45-55.
- Lamsters, K., Ošs, R., Zelčs, V. 2014. Drumlinu un Zemgales rievoto morēnu uzbūve Viduslatvijas zemienē. *Grām.: Segliņš, V. (atb. red.), Latvijas derīgie izrakteņi, jaunas tehnoloģijas, materiāli un produkti.* RTU izdevniecība, Rīga, lpp. 44-55.
- Lamsters, K., Zelčs, V. 2014. Subglacial bedforms of the Zemgale Ice Lobe, south-eastern Baltic. *Quaternary International*, pp. 1-13 (*in press*).
- Lancmanis, Z. 1924a. *Allažu un Inčukalna apkārtnē.* Pētersona spiestuve, Rīga, 10 lpp.
- Lancmanis, Z. 1924b. *Siguldas un apkārtnes vadonis.* Latvju rakstnieku un žurnālistu arodbiedrība, Rīga, 30 lpp.
- Lancmanis, Z. 1926. Mārupes Terešku grantskosa. *Daba*, Nr. 112, lpp.10-14.
- Lane, E. W. 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Proceedings, American Society of Civil Engineers*, Vol. 81, No. 745, pp. 1-17.
- Larsen, E., Fredin, O., Jensen, M., Kuznetsov, D., Lyså, A., Subetto, D. 2014. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia. *Quaternary Science Reviews*, 92, pp. 369-387.
- Lazdāne, A. 1959. Vidzemes centrālās augstienes ģeomorfoloģiskais apskats. *Grām.: Zinātniskie raksti; XXVII sējums.* LVU, Rīga, lpp. 119-160.
- Leopold, L. B., Bull, W. B. 1979. Base level, aggradation, and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society* 123, pp. 168-202.
- Lewin, J. 2001. Alluvial systematics. In: Maddy, D., Macklin, M.G., Woodward, J.C. (eds.), *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change.* Balkema, Rotterdam, pp. 19-40.
- Li, Z., Zhu, Q., Gold, Ch. 2005. *Digital terrain modeling: principles and methodology.* CRC Press, Boca Raton, 323 p.
- Majore, M. 1952. *Gaujas ielejas ģeomorfoloģija posmā Valmiera – ieteka.* ZA Ģeoloģijas un derīgo izrakteņu institūta fonda materiāli. Rīgā, 114 lpp.
- Majore, M. 1960. Par Daugavas ielejas morfoloģiju un attīstības gaitu. *Ģeoloģijas un derīgo izrakteņu raksti*, V, Latvijas PSR ZA izdevniecība, Rīga, lpp. 67-118.
- Majore, M. 1962. *Daugavas ielejas attīstība.* LVI, Rīga, 77 lpp.
- Mander, U. 1994. Changes of landscape structure in Estonia during the Soviet period. *GeoJournal*, 33 (1), pp. 45-54.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.-P., Möller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J. I. 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 1313-1332.
- Markots, A. 2011. *Plakanvirsas pauguru morfoloģija, uzbūve un veidošanās apstākļi salveida akumulatīvi glaciostrukturālajās augstienēs.* Disertācija. Rīga. LU, 127. lpp.

- Markots, A. 2013. *Plakanvirsas pauguru reljefs Austrumlatvijas augstienēs*. LU Akadēmiskais apgāds, 107 lpp.
- Markots, A., Āboltiņš, O. 1999. Vidzemes augstienes zvoncu morfoloģiskie tipi. *Zeme Daba Cilvēks LU 57. konference*, LU, Rīga, lpp. 95-99.
- Markots, A., Zelčs, V. 2011. Internal structure and palaeogeographical conditions of plateau-like hills formation in interlobate isometric uplands of Latvia. *In: Johansson, P., Pekka Lunkka, J., 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, 12-17 June 2011*. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, pp. 120–121.
- Maziels, J.K. 1995. Palaeohydrology of polar and subpolar regions over the past 20,000 years. *In: Gregory, K.J., Starkel, L., Baker, V.R. (eds.), Global Continental Palaeohydrology*. John Wiley, pp. 258–299.
- Meirons, Z., Misāns, J., Mūrnieks, A. 2002. *Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 33. lapa – Ogre, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 53 lpp.
- Meirons, Z., Straume, J. 1979. Cenozoic group. *In: Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (eds.), Geologicheskoe stroyenie i poleznye iskopayemye Latvii*. Zinātne, Rīga, s. 176 – 268.
- Meirons, Z., Straume, J., Juškevičs, V. 1976. Osnovnyye raznovidnosti marginalnykh obrazovaniy i otstupaniye poslednego lednika na territorii Latvii. *Grām.: Voprosi chetvertichnoy geologii*, 9. Zinatne, Riga, s. 50 – 73.
- Menzies, J. 2002. *Modern and Past Glacial Environments: Revised Student Edition*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 576 p.
- Meshcheryakov, J. 1961. *Molodyye tektonicheskiye dvizheniya i erozionno-akkumulyativnyye protsessy severo-zapadnoy chasti Russkoy ravniny*. Izd-vo AN SSSR, 88 p.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, pp. 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, pp. 597-604.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22, pp. 26–308.
- Miall, A.D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B64, pp. 14–158.
- Miall, A.D. 1995. Discussion: description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42, pp. 379–384.
- Miall, A.D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. 4th corrected printing*. Springer, Berlin, 582 p.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer, 316 p.
- Miidel, A. 1966. O svyazy mezhdu sovremennymi dvizheniyami zemnoy kory i erozionno-akkumulyativnoy deyatelnostyu rek Estonii. *Izv-ya AN Est. SSR, ser. fizmat, i tekhn.nauk*, 15, 1, s. 121-133.
- Miidel, A. 1967. Nekotoryye cherty geomorfologii dolin Severnoy Estonii. *Izv-ya AN Est. SSR. KHimiya. Geologiya*, 16, 3, s. 250-261.
- Miidel, A., Raukas, A. 1965. Litologiya allyuvialnykh otlozheniy Severnoy Estonii. *Litologiya i stratigrafiya otlozheniy Estonii*. Tallin, s. 113-132.

- Miidel, A., Raukas, A. 1991a. On the evolution of the river valleys in Estonia, Latvia and Lithuania. *Quaternary Studies in Poland*, 10, pp. 85-93.
- Miidel, A., Raukas, A. 1991b. The evolution of the river systems in the east Baltic. *Temperate palaeohydrology*, pp. 365-380.
- Miidel, A., Tavast, E. 1981. Razvitiye rechnoy seti Pskovsko-CHudskoy vpadiny. *Donnyye otlozheniya Pskovsko-CHudskogo ozera*. Tallin, s. 143-153.
- Mikalauskas, A. 1981. Veshchetvenniy sostav kak kriteriy razgranicheniya neotcholivnykh sloistykh tekstur vodno-lednikovoy akkumulyatsii. In: Yevzerov, V. Y., (ed.), *Geologiya pleystotsena Severo-Zapada SSSR*. Apatity, s. 30-41
- Misāns, J., Mūrnieks, A., Strautnieks, I. 2001. *Latvijas ģeoloģiskā karte, mērogs 1:200 000, 32. lapa – Jelgava, paskaidrojuma teksts un kartes*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga, 45 lpp.
- Mol, J., Vandenbergh, J., Kasse, C. 2000. River response to variations of periglacial climate. *Geomorphology*, 33, pp. 131–148.
- Nanson, G.C., Croke, J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, pp. 459–486.
- Nartišs, M. 2014. *Ledājkušanas ūdeņu baseini Ziemeļlatvijas un Vidusgaujas zemienēs Vēlā Vislas leduslaikmeta beigū posmā*. Latvijas Universitāte, Rīgā, 130 lpp.
- Nartišs, M., Celiņš, I., Zelčs, V., Dauškans, M. 2009. Stop 8: History of the Development and Palaeogeography of Ice-Dammed Lakes and Inland Dunes at Seda Sandy Plain, North Western Vidzeme, Latvia. In: Kalm, V., Laumets, L. and Hang, t. (eds.), *Extent and timing of Weichselian Glaciation Southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook. the INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in Southern Estonia and Northern Latvia, September 13–17, 2009*. Tartu: Tartu Ülikooli Kirjastus, pp. 79–81.
- Olley, J.M., Caitcheon, G.G., Murray, A.S. 1998. The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz implications for dating young sediments. *Quaternary Science Reviews*, 17, pp. 1033-1040.
- Olley, J.M., Caitcheon, G.G., Roberts, R.G. 1999. The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, 30, pp. 207-217.
- Pastre, J.-F., Limondin-Lozouet, N., Leroyer, C., Ponel, P., Fontugne, M. 2003. River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 2177–2188.
- Pērkonis, V. 1947. Gaujas senlejas ģeoloģiskie šķērsgriezumi pie Siguldas, Valmieras un Murjāņiem. — *LPSR ZA Ģeoloģijas un ģeogrāfijas inst. raksti*, 1. Rīga, lpp. 143-158.
- Pisarska-Jamroży, M., Börner, A. 2011. Is the Charlottenthal fan (marginal zone of the Pomeranian phase, NE Germany) an end moraine? *Geologos*, 17 (1), pp. 17-28.
- Popovs, K., Saks, T., Jātnieks, J., Ukass, J. 2012. Zemkvartāra virsmas reljefa modelis Latvijas un Igaunijas teritorijai. *Latvijas Universitātes 70. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes*. Latvijas Universitāte, Rīga, lpp. 360-361.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., VanWagoner, J.C. (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Pub., 42, pp. 125–145.
- Punning, J., Raukas, A., Serebryanny, L., Stelle, V. 1968. Paleogeografichskiye osobennosti i absolyutnyy vozrast luzhskey stadii valdayskogo oledeneniya na Russkoy ravnine. *DAN, ser. geogr.*, 178 (4), pp. 916 – 918.

- Ramans, Ģ. 1935. Latvijas teritorijas ģeogrāfiskie rajoni. *Ģeogrāfiski raksti*, V, lpp. 178-240.
- Raukas, A., Kajak, K. 1995. Quaternary Stratigraphy in Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology*, 44 (3), pp. 149-162.
- Raukas, A., Stankowski, W. T. J., Zelčs, V., Šinkūnas, P. 2010. Chronology of the last deglaciation in the Southeastern Baltic region on the basis of recent OSL dates. *Geochronometria*, 36, pp. 47-54.
- Raukas, A. 1972. K voprosu o lito-morfogeneticheskoj klassifikatsii krayevykh lednikovykh obrazovaniy na primere materialov severnoy Pribaltiki. *Grām.: Ljednjikovij morfogenhez*. Zinātne, Rīga, s. 101-114.
- Raukas, A., Āboltniš, O., Gaigalas, A. 1995. The Baltic States: Overview. In: Schirmer W. (ed.), *INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe. C-3 Baltic Traverse*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, Germany, pp. 146-151.
- Raukas, A., Eberhards, G. 1986. The problems of palaeohydrological reconstructions in the area of the last glaciation on the example of the Soviet Baltic countries. In: *INQUA Eurosiberian Subcomission for the study of the Holocene. IGCP Project 158-A: abstr.* Belgium, pp. 11-12.
- Rečs, A., Krievāns, M. 2013. Establishment of GIS - based database of the Baltic Ice Lake shorelines for the Latvian coast of the Gulf of Riga. *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium. June 25-30, 2013*. Vilnius - Trakai, Lithuania, pp. 82-83.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51 (4), pp. 1111-1150.
- 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, pp. 1449-1452.
- Rixhon, G., Braucher, R., Bourles, D., Siame, L., Bovy, B., Demoulin, A. 2011. Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) – Insights from $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ dating of river terraces. *Quaternary Geochronology*, 6, pp. 273-284.
- Rodnight, H., Duller, G.A.T., Wintle, A.S., Tooth, S. 2006. Assessing the reproducibility and accuracy of optical dating of fluvial deposits. *Quaternary Geochronology*, 1, pp. 109-120.
- Rowan, A.V., Roberts, H.M., Jones, M.A., Duller, G.A.T., Covey-Crump, S. J., Brocklehurst, S.H. 2012. Optically stimulated luminescence dating of glaciofluvial sediments on the Canterbury Plains, South Island, New Zealand. *Quaternary Geochronology*, 8, pp. 10-22.
- Rowland, J., Kenneth, L., Dietrich, E.W., Wilson, J.C., Sheldon, R. 2005. Tie channel sedimentation rates, oxbow formation age and channel migration rate from optically stimulated luminescence (OSL) analysis of floodplain deposits. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, pp. 1161-1179.
- Rukhina, E. V. 1973. *Litologiya lednikovykh otlozheniy*. Nedra, 176 s.
- Russell, A. J., Knight, P. G., and Van Dijk, T. A. G. P. 2001. Glacier surging as a control on the development of proglacial, fluvial landforms and deposits, Skeiðarársandur, Iceland. *Global Planetary Change*, 28, pp.163-174.

- Russell, A.J., Roberts, M.J., Fay, H., Marren, P. M., Cassidy, N. J., Tweed, F. S., Harris, T. 2006. Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*, 75, pp. 33–64.
- Savvaitov, A. S., Stelle, V., Krukle, M. 1964. Stratigraphical subdivision deposits of Valdaian glaciation in the territory of Latvian SSR. *In: Danilans, I. (ed.), Problems of Quaternary Geology*. Vol. 3, Academy of Sciences Latvian SSR, Riga, pp. 183-201.
- Savvaitovs, A., Stelle, J. 1971. Likhvinskiye mezhlednikovyye otlozheniya na Tsentralno - Vidzemskey vozvyshennosti (razrez Klekeri). *Grām.: Palinologicheskiye issledovaniya v Pribaltike*. Zinātne, Rīga, s. 51-55.
- Savvaitovs, A., Straume, J. 1963. On the problem of two till units of the Valdaian Glaciation in the area between the lower reaches of the rivers Daugava and Gauja. *In: Danilāns, I. (ed.), Questions of Quaternary Geology*, 2. Zinātne, Rīga, s. 71 – 86 (in Russian).
- Savvaitovs, A., Veinbergs, I. 1996. Pēdējā ledāja dinamikas īpatnības Latvijas teritorijā dažādos tā attīstības etapos. *In: Kuršs, V. (atb. red.), Latvijas devona un kvartāra nogulumu pētījumu materiāli: Zinātnisko rakstu krājums*. LU, Rīga, lpp. 47-57.
- Schiemer, F., Baumgartner, C., Tockner, K. 1999. Restoration of floodplain rivers: The "Danube Restoration Project". *Regulated Rivers: Research and Management*, 15 (1-3), pp. 231-244.
- Schumm, S. A. 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101, pp. 279-294.
- Schumm, S. A. 2007. *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press, 236 p.
- Schumm, S. A., Mosley, M. P., Weaver, W. E. 1987. *Experimental Fluvial Geomorphology*. Wiley, New York, 428 p.
- Serebryanny, L., Raukas, A. 1966. Transbaltic correlations of the Late Pleistocene marginal ice formations. *In: Grichuk, V.P., Kind, N.V., Ravskiy, E.I. (eds.), Verkhniy pleistotsen, Stratigrafiya i absolyutnaya geokhronologiya*. Nauka, Moscow, s. 12–28 (in Russian).
- Sidorchuk, A., Panin, A., Borisova, O. 2003. The Lateglacial and Holocene Palaeohydrology of Northern Eurasia. *In: Gregory, K.J., Benito, G. (eds.), Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, pp. 62-76.
- Sleinis, I. 1933. Kvartārs Gaujas baseinā. *Grām.: Raksti par Gauju*. Izglītības ministrijas skolu muzeja "Gaujas izstādes" izd., Rīga, lpp. 8-27.
- Sleinis, I. 1935. Vidzemes centrālās augstienes morēnas. *Ģeogrāfiski raksti*, V, lpp. 85-104.
- Sleinis, I. 1936a. Latvijas upes. *Grām.: Latvijas zeme, daba un tauta, 1. sēj.* Valtera un Rapas akc. sab., Rīga, lpp. 192-296.
- Sleinis, I. 1936b. Latvijas reljefs. *Grām.: Latvijas zeme, daba un tauta, 1. sēj.* Valtera un Rapas akc. sab., Rīga, lpp. 128-158.
- Sleinis, I. 1940. Gaujas senleja. *Latvijas vilnis*, Nr. 9, lpp. 20-21.
- Soms, J. 2010. *Gravu morfoloģija, to veidošanās un erozijas tīkla izvietojuma likumsakarības dienvidaustrumu Latvijā*. Latvijas Universitāte, Rīga, 175 lpp.
- Spencer, J.Q., Owen, L.A. 2004. Optically stimulated luminescence dating of Late Quaternary glaciogenic sediments in the upper Hunza valley: validating the timing of glaciation and assessing dating methods. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 175-191.
- Starkel, L. 1983. The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. *In: Gregory, K.J. (ed.), Background to Palaeohydrology*. John Wiley, Chichester, pp. 213–237.

- Starkel, L. 2001. *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś (Evolution of the Vistula river valley Since the last glaciation till present)*. Warszawa, IGiPZ PAN, Monografie 2, 263 p. (in Polish).
- Starkel, L. 2003. Palaeohydrology of Central Europe. In: Gregory, K.J., Benito, G. (eds.), *Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, pp. 77-104.
- Stelle, V., Savvaitovs, A., Veksler, V. 1975a. Datirovaniye pleystotsenovykh otlozheniy na territorii Latvii. In: Savvaitov, A.S., Veksler, V.S. (eds.), *Opyt i metodika izotopno-geokhimicheskikh issledovaniy v Pribaltike i Belorussii*, Riga, s. 80-81.
- Stelle, V., Savvaitovs, A., Veksler, V. 1975b. Absolyutnyy vozrast i khronostratigraficheskikh etapov i rubezhey pozdne – i poslednikovogo vremeni na territorii Sredney Pribaltiki. *Grām.*: Afanasyev, G.D. (ot. red.), *Sostoyaniye metodicheskikh issledovaniy v oblasti absolyutnoy geokhologii*. Nauka, Moskva, s. 187-191.
- Stelle, V., Veksler, V., Āboltiņš, O. 1975c. Radiouglerodnoye datirovanije allyuvialnykh otlozheniy srednego techeniya reki Gauyi. In: Savvaitovs, A.S., Veksler, V.S. (eds.), *Opyt i metodika izotopno-geokhimicheskikh issledovaniy v Pribaltike i Belorussii*, Riga, s. 87-88.
- Straume, J., Juškevičs, V., Meirons, Z. 1981a. *Latvijas PSR ģeomorfoloģiska karte. M 1:500 000*. Latvijas PSR ģeoloģijas pārvalde.
- Straume, J. 1970. Stroyeniye i tekstury ozovykh otlozheniy yuzhnoy okrainy Vostochnoy Kurzeme i Zemgalskoy ravniny. *Grām.*: *Voprosi chetvertichnoy geologii*, 5. Zinatne, Riga, s. 109-115.
- Straume, J. 1978. Limnoglyatsialnyye ravniny i pozdnelednikovyye vodoyemy latvii. In: Āboltiņš, O., Klane, V., Eberhards, G. (eds.), *Problemy morfogeneza relyefa i paleografii Latvii*. Izd-vo Latviyskogo gos. universitetata, Rīga, s. 45 - 66.
- Straume, J. 1979. Geomorfologiya. In: Misāns, J., Brangulis, A., Danilāns, I., Kuršs, V. (eds.), *Geologicheskoe stroyenie i poleznye iskopayemye Latvii*. Zinātne, Rīga, s. 297-439.
- Straume, J. 1984. Geomorfologiya. In: Misāns, J.P. (ed.), *Geologiya Latviyskoy SSR. Obyasnitelnaya zapiska k geologicheskim kartam Latviyskoy SSR masshtaba 1:50 000*. Zinātne, Rīga, s. 123-148.
- Šancers, E. V. 1966. *Ocherki ucheniya o geneticheskikh tipakh kontinental'nykh osadochnykh obrazovaniy*. Maskava, 211 s.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L. 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements*, 43, pp. 147-148.
- Thrasher, I.M., Mauz, B., Chiverrell, R.C., Lang, A. 2009. Luminescence dating of glaciofluvial deposits: a review. *Earth Science Reviews*, 97, pp. 133-146.
- Ulsts, V. 1957. *Morfologiya i istoriya razvitiya oblasti morskoy akkumulyatsii na vershine Rizhskogo zaliva*. Izd-vo AN LatvSSR, Rīga, 197 lpp.
- Vaitiekūnas, P. 1969. O stratigraficheskom podrazdelenii neopleistotsena gliatsialinoy oblasti (na primere Pribaltiki). In: Vaitiekūnas, P. (ed.), *Materikovoye oledeneniye i lednikovyy morfogenez. K VIII kongressu INQUA, Franciya*. Vilnius, s. 227-271.
- Van Heijst, M.W.I.M., Postma, G. 2001. Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Research*, 13, pp. 269–292.
- Vandenbergh, J. 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2053-2060.
- Vandenbergh, J., Huisink, M. 2003. High-latitude Fluvial Morphology: The Example from the Usa River, Northern Russia. In: Gregory, K.J., Benito, G. (eds.), *Palaeohydrology*. John Wiley & Sons, pp. 49-58.

- Veinbergs, I. 1968. Morfogenez relyefa Zapadnoy Latvii vo vremya poslednego oledeneniya i osobennosti razvitiya osnovnykh relyefobrazuyushchikh protsessov. *Avtoreferat dissertatsii na soiskaniye uchenoy stepeni kandyu. geogr. nauk.* Vilnyus, 27 s.
- Veinbergs, I. 1975. Formirovaniye Abavsko-Slotsenskoj sistemy dolin stoka talykh lednikovyx vod. *Grām.: Voprosy chetvertichnoj geologii*, 8. Riga, Zinatne, s. 82-101.
- Veinbergs, I. 1996. *Baltijas baseina attīstības vēsture leduslaikmeta beigū posmā un pēclēduslaikmetā pēc Latvijas piekrastes un tai pieguļošās akvatorijas pētījumu materiāliem.* Latvijas Universitātes Ģeoloģijas institūts, Rīga, 127 lpp.
- Veinbergs, I., Grīnbergs, E., Danilāns, I., Ulsts, V. 1974. Pozdne - i posle - lednikovaya istoriya Baltiki po materialam izucheniya Latviyskogo poberezhya. *Baltica*, 5, s. 89-93.
- Veinbergs, I., Stelle, V. 1967. Prilednikovyye basseyny Kurzeme. *Istoriya ozer severo – zapada.* Geograficheskoye obshchestvo SSSR, Leningrad, s. 41-44.
- Vinogradov, A.V., Devirts, A.L., Dobkina, E.P., Markova, N.G. 1963. Opredeleniye absoljutnogo vozrasta po S14. *Geokhimiya*, 9, s. 795-812.
- Voznyachuk, L., Valchik, M. 1977. Terrasy Nemana, ikh vozrast i sootnosheniya s beregovymi liniyami prilednikovyx vodoyemov i Baltiyskogo morya. *BALTICA*, 6. Vilnius, s. 193-209.
- Voznyachuk, L., Valchik, M. 1978. *Morfologiya, stroyeniye i istoriya razvitiya doliny Nemana v neopleystotsene i golotsene.* Minsk, 212 s.
- Walker, R.G. 1976. Facies models 3. Sandy fluvial systems: *Geoscience Canada*, 3, pp. 101-109.
- Wallinga, J. 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: A review. *Boreas*, 31 (4), pp. 303–322.
- Wallinga, J., Murray, A.S., Duller, G.A.T., Tornqvist, T.E. 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, pp. 617-630.
- Wheatcroft, R.A., Goñi, M.A., Richardson, K.N., Borgeld, J.C. 2013. Natural and human impacts on centennial sediment accumulation patterns on the Umpqua River margin, Oregon. *Marine Geology*, 339, pp. 44-56.
- Wood, L., Etheridge, F. G., and Schumm, S. A. 1993. The Effects of Rate of Base-level Fluctuation on Coastal Plain, Shelf and Slope Depositional Systems: An Experimental Approach. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 18, pp. 43-53.
- Wysota, W. 2002. *Stratigrafia i šrodnowiska sedimentacji zlowacenia wisly w południowej części dolnego Powiśla.* Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń, 144 p. (in Polish).
- Yokoyama, Y., Esat, T.M. 2011. Global climate and sea level: Enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. *Oceanography*, 24 (2), pp. 54–69.
- Zāns, V. 1934. Osi un citi diluviālie veidojumi Limbažu apkārtnē. *Ģeogrāfiski raksti*, III, IV, lpp. 90-114.
- Zāns, V. 1935. Glaciālās skrambas un frikcijas Latvijas pamatiežos. *Ģeogrāfiski raksti*, V, lpp. 63-84.
- Zāns, V. 1936. Leduslaimets un pēclēduslaimets Latvijā. *Grām.: Latvijas zeme, daba un tauta, 1. sēj.* Valtera un Rapas akc. sab., Rīga, lpp. 49-124.
- Zelčs, V. 1986a. Osobennosti morfologiji, strojenhije igenezise Kangarskih ozovih rjad. *In: Āboltiņš, O. (otv. red.), Morfogenez relhjeja i paleogeografiya Latviji.* Riga, Latvijskij Gosudarstvenij Universitet, s. 69–87.
- Zelčs, V. 1986b. Njekotorije raznovidnostjiozov coprjazzhennih c dolinoobrazovanymiformami podchetvertichnoj poverhnostji na teritoriji

- Crednjelatvijskojgljaciodepressionnoj nĳizmennostĳi. *In: Āboltiņš, O. (otv. red.), Morfogenez relĳjefa i paleogeografiya Latviji.* Rīga, Latviyskiy Gosudarstveniy Universitet, s. 95–121.
- Zelĳs, V. 1992a. The interlobe hilly area of Augstroze. *In: Āboltiņš, O., Eberhards, G., Zelĳs, V. (eds.), Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present geoecological situation. Guidebook of the Baltic regional summer field meeting of geomorphologists and Quaternary geologists North and central Vidzeme, Latvia.* LU, Rĳga, pp. 5–13.
- Zelĳs, V. 1992b. The Burtņieks drumlin field. *In: Āboltiņš, O., Eberhards, G., Zelĳs, V. (eds.), Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present geoecological situation. Guidebook of the Baltic regional summer field meeting of geomorphologists and Quaternary geologists North and central Vidzeme, Latvia.* LU, Rĳga, pp. 14–32.
- Zelĳs, V. 1992c. The Trikata drumlin area. *In: Āboltiņš, O., Eberhards, G., Zelĳs, V. (eds.), Glaciotectonic processes, sediments, landforms and their influence on the present geoecological situation. Guidebook of the Baltic regional summer field meeting of geomorphologists and Quaternary geologists North and central Vidzeme, Latvia.* LU, Rĳga, pp. 36–47.
- Zelĳs, V. 1993. *Glaciotectonic landforms of divergent type glaciodepressional lowland.* Dissertation work synthesis. University of Latvia, Rīga, pp. 41-71.
- Zelĳs, V. 1995a. Idumeĳas augstiene. *Grām.: Kavacs, G. (red.), Enciklopēdĳija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 2. sēĳ.* Preses nams, Rĳga, lpp. 160-161.
- Zelĳs, V. 1995b. Limbažu viļņotais lĳdzenums. *Grām.: Kavacs, G. (red.), Enciklopēdĳija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 3. sēĳ.* Preses nams, Rĳga, lpp. 148-150.
- Zelĳs, V. 1995c. Augstroze Interlobate High. *In: Schirmer, W. (ed.), INQUA 1995. Quaternary field trips in Central Europe. C-3 Baltic Traverse.* Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Munchen, Germany, pp. 164-165.
- Zelĳs, V. 1998a. Tālavas zemiene. *Grām.: Kavacs, G. (red.), Enciklopēdĳija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 5. sēĳ.* Preses nams, Rĳga, lpp. 196-198.
- Zelĳs, V. 1998b. Viduslatvijas zemiene. *Grām.: Kavacs, G. (red.), Enciklopēdĳija Latvija un latvieši. Latvijas daba. 6. sēĳ.* Preses nams, Rĳga, lpp. 71-73.
- Zelĳs, V., Dreimanis, A. 1997. Morphology, internal structure and genesis of the Burtņieks drumlin field. *Sedimentary Geology*, 111 (1–4), pp. 73–90.
- Zelĳs, V., Krievāns, M., Strautņieks, I. 2014. STOP 5: Veselava end moraine, north-western Vidzeme Upland. *In: Zelĳs, V. and Nartišs, M. (eds.), Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014.* University of Latvia, Rĳga, pp. 37-41.
- Zelĳs, V., Markots, A. 2004. Deglaciation history of Latvia. *In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.), Extent and Chronology of Glaciations, v. 1 (Europe).* Elsevier, pp. 225-244.
- Zelĳs, V., Markots, A., Nartišs, M., Saks, T. 2011. Chapter 18: Pleistocene Glaciations in Latvia. *In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds.), Quaternary glaciations – extent and chronology. A closer look. Developments in Quaternary Sciences 15,* Elsevier, pp. 221-229.
- Zelĳs, V., Nartišs, M., Celiņš, I., Markots, A., Strautņieks, I., Krievāns, M., Saks, T., Kalvāns, A. 2009. Raunis paleoezera nogulumi, to izplatĳba un raksturs. *Latvijas Universitātes 67. zinātniskā konference. Ģeogrāfĳija, ģeoloģĳija, Vides zinātne. Referātu tēzes.* Latvijas Universitāte, Rĳga, lpp. 263–265.

- Zelčs, V., Šteins, V. 1989. Latvijas daba un fiziogēogrāfiskie rajoni. *Zinātne un Tehnika*, Rīga, Nr. 7.
- Zieliński, T. 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny — konstrukcja i zastosowanie. *In: Mycielska-Dowgiałto, E.Ż., Rutkowski, J. (eds.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników.* Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu, Warszawa, pp. 220–235 (in Polish).
- Zieliński, T. 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych (Lithofacial identification of alluvial sediments). *In: Mycielska – Dowgiałto, E. (ed.), Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna.* Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, pp. 195-257 (in Polish).
- Zieliński, T., Goździk, J. 2001. Palaeoenvironmental interpretation of a Pleistocene alluvial succession in central Poland: sedimentary facies analysis as a tool for palaeoclimatic inferences. *Boreas*, 30, pp. 240 – 253.
- Zieliński, T., Pisarska-Jamroży, M. 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny*, vol. 60, nr. 7, pp. 387-397 (in Polish).
- Zīverts, A. 1995. Miegupe. *Grām.: Kavacas, G. (atb. red.), Latvijas Dabas enciklopēdija*, 4. Preses nams, Rīga, lpp. 256.
- Znudova, L. 2011a. Senās iekšzemes kāpas Viduslatvijas zemienes Ropažu līdzenumā. *Latvijas Universitātes Raksti. Zemes un vides zinātne.* 762, lpp. 114-130.
- Znudova, L. 2011b. Iekšzemes kāpas Viduslatvijas zemienes austrumu daļā. *Latvijas Universitātes 69. zinātniskā konference. Ģeogrāfija, Ģeoloģija, Vides zinātne. Referātu tēzes.* LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, lpp. 400-402.

Nepublicētā literatūra

- Bendrupe, L., Arharova, T. 1981. Geologicheskaya karta (dochetvertichnyye otlozheniya) mashtaba 1:50 000. *V: Prilozheniye k otchet o gruppovoy geologicheskoy syemke masshtaba 1:50 000 Gauyskogo natsionalnogo parka.* Ministerstvo geologii SSCR, Upravleniye geologii soveta ministrov Latviyskoy SCR geologorazvedochnaya ekspeditsiya Gauyskaya G.S.P., g. Rīga, 5-7 list. LĢF nr. 9855
- Straume, J., Bendrupe, L., Venska, V., Arharova, T., Rubens, I., Zīverts, A., Fisunova, O. 1981b. *Otchet o gruppovoy geologicheskoy syemke masshtaba 1:50 000 gauyskogo natsionalnogo parka v 4kh tomakh, tom I.* Ministerstvo geologii SSCR, Upravleniye geologii soveta ministrov Latviyskoy SCR geologorazvedochnaya ekspeditsiya Gauyskaya G.S.P. LĢF, Rīga, nr. 9855, 380 s.
- Zīverts, A., Arkharova, T.V. 1981. Geologicheskaya karta (chetvertichnyye otlozheniya) mashtaba 1:50 000. *V: Prilozheniye k otchet o gruppovoy geologicheskoy syemke masshtaba 1:50 000 Gauyskogo natsionalnogo parka.* Ministerstvo geologii SSCR, Upravleniye geologii soveta ministrov Latviyskoy SCR geologorazvedochnaya ekspeditsiya Gauyskaya G.S.P., g. Rīga, 5-7 list. LĢF nr. 9855.
- Zīverts, A.A. 1981. Geomorfologicheskaya karta mashtaba 1:50 000. *V: Prilozheniye k otchet o gruppovoy geologicheskoy syemke masshtaba 1:50 000 gauyskogo natsionalnogo parka.* Ministerstvo geologii SSCR, Upravleniye geologii soveta ministrov Latviyskoy SCR geologorazvedochnaya ekspeditsiya Gauyskaya G.S.P. Rīga, 8 - 9 list. LĢF nr. 9855

LU ĢZZF Karšu pārlūks

TOPO 10K PSRS. Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:10 000. LU ĢZZF WMS. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>

TOPO 25K PSRS. Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. un 63. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīkas mērogā 1:25 000. LU ĢZZF WMS. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>

TOPO 50K PSRS. Bijušās PSRS armijas ģenerālštāba 42. gada koordinātu sistēmas topogrāfisko karšu mozaīka mērogā 1:50 000. LU ĢZZF WMS. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>

ORTOFOTO 4. LĢIA Latvijas 4. etapa ortofoto karšu mozaīka. LU ĢZZF WMS. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>

SRTM, Shuttle Radar Topographic Mission dati. LU ĢZZF WMS. Pieejams: <http://kartes.geo.lu.lv>

Cits

Meliorācija. Meliorācijas digitālais kadastrs. Pieejams: www.melioracija.lv



ISSN

ISBN