

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS
Nr. ...

Juris SOMS

**GRAVU MORFOLOĢIJA, TO VEIDOŠANĀS
UN EROZIJAS TĪKLA IZVIETOJUMA
LIKUMSAKARĪBAS DIENVIDAUSTRUMU
LATVIJĀ**

PROMOCIJAS DARBS

RĪGA 2010

DISERTATIONES GEOLOGICAE UNIVERSITATIS LATVIENSIS
Nr. ...

Juris SOMS

**GRAVU MORFOLOĢIJA, TO VEIDOŠANĀS
UN EROZIJAS TĪKLA IZVIETOJUMA
LIKUMSAKARĪBAS DIENVIDAUSTRUMU
LATVIJĀ**

PROMOCIJAS DARBS

doktora grāda iegūšanai ģeoloģijas nozares
kvartārģeoloģijas un ģeomorfoloģijas apakšnozarē

LATVIJAS UNIVERSITĀTE

Promocijas darbs izstrādāts
Latvijas Universitātes Ģeoloģijas nodaļā no 1996. gada līdz 2010. gadam

Promocijas darba vadītājs:
Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol. (Latvijas Universitāte)

Recenzenti:

Promocijas padomes sastāvs:
Vitālijs Zelčs, profesors, Dr. ģeol. – padomes priekšsēdētājs
Ervīns Lukševičs, profesors, Dr. ģeol. – padomes priekšsēdētāja vietnieks
Aija Dēliņa, Dr. ģeol.
Laimdota Kalniņa, asoc. prof., Dr. ģeogr.
Valdis Segliņš, profesors, Dr. ģeol.
Ivars Zupiņš, Dr. ģeol.

Padomes sekretārs:
Ģirts Stinkulis, Dr. ģeol.

Promocijas darbs pieņemts aizstāvēšanai ar LU Ģeoloģijas promocijas padomes gada
..... sēdes lēmumu nr. .../.....

Promocijas darba atklāta aizstāvēšana notiks LU Ģeoloģijas promocijas padomes sēdē
..... gada, Rīgā, Alberta ielā 10, Jāņa un Elfrīdas Rutku auditorijā
(313. telpa).

Promocijas darba kopsavilkuma izdošanu ir finansējusi Latvijas Universitāte.

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

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

© Juris Soms

Latvijas Universitāte
www.lu.lv

Saturs

IEVADS.....	5
1. TEORĒTISKAIS PAMATOJUMS	17
1.1. Gravas kā reljefa formas, to ģeogrāfiskā izplatība.....	17
1.2. Gravu veidošanās un attīstība	22
1.3. Gravu erozijas reljefa pētījumi Latvijā.....	27
2. PĒTĪJUMU TERITORIJAS ĢEOGRĀFISKI - ĢEOLOĢISKAIS RAKSTUROJUMS	34
3. MATERIĀLI UN METODES	40
3.1. Datu apkopošana un analīze	41
3.2. Kartogrāfiskā materiāla analīze	46
3.3. Gravu morfometrijas un morfoloģijas pētījumi	48
3.4. Formveidojošo nogulumu mehānisko īpašību un fizikālo raksturlielumu noteikšana.....	51
3.5. Nogulumu granulometriskā analīze	51
3.6. Gravu veidošanās un atmiršanas vecuma noteikšana.....	55
3.7. Dendroģeomorfoloģiskie pētījumi.....	57
3.8. Ģeomātikas metodes datu ieguvē un apstrādē	59
3.9. Datu statistiskā apstrāde	63
4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA	64
4.1. Gravu klasifikācija un morfoloģija	64
4.1.1. Tipisko gravu morfoloģija un ģenēze.....	66
4.1.2. Nogāžu gravas.....	75
4.1.3. Gravveida ielejas.....	79
4.1.4. Karengravu morfoloģija un paleoģeogrāfija	81
4.1.5. Avotcirku gravas, to morfoloģijas un veidošanās mehānisma izpētes rezultāti.....	90
4.1.6. Efemērās gravas un to veidošanos ietekmējošie faktori	102
4.2. Gravu ģeotelpiskā izvietojuma īpatnības	109
4.2.1. Gravas platoveida pauguru izplatības apgabalā Latgales augstienes ziemeļu daļā.....	111
4.2.2. Gravas upju ieleju un ielejveida pazeminājumu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijā	118
4.2.3. Gravas subglaciālajās iegultnēs Latgales augstienē un Augšzemes augstienē.....	127
4.3. Klimatiskie apstākļi kā gravu veidošanos noteicošie faktori	134
4.4. Gravu evolūcijas procesa īpatnības un ekstremālu hidroloģiski-meteoroloģisko faktoru nozīme gravu attīstībā.....	140
5. DISKUSIJA	152
SECINĀJUMI.....	159
LITERATŪRA	162

Anotācija

Šajā pētījumā ir prezentēti 1996.-2009. gadā veikto ekspedīciju un iegūto datu kamerālās apstrādes rezultāti par gravu morfoloģiju un klasifikāciju, šo formu veidošanās un erozijas tīkla izvietojuma likumsakarībām dienvidaustrumu Latvijā. Lineārās erozijas formas tika pētītas Latgales un Augšzemes augstienēs un Daugavas senielejā, pielietojot ģeoloģiski-geomorfoloģiskās izpētes, kartogrāfiskā materiāla analīzes un ģeomātikas metodes. Detalizēta erozijas tīkla apveidu ģeotelpiskā analīze un gravu izvietojumu ietekmējošo faktoru pētījumi tika veikti trijās izvēlētajās etalonteritorijās: platoveida pauguru izplatības apgabalā Latgales augstienes ziemeļu daļā, upju ieleju un ielejveida pazeminājumu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijā un subglaciālajās iegultnēs Latgales augstienē un Augšzemes augstienē.

Iegūtie rezultāti ļauj dienvidaustrumu Latvijā pētījumu gaitā apsekotās gravas, atbilstoši to novietojumam attiecībā pret mezoreljea formām, gravu morfoloģijai, to ģenēzes īpatnībām un attīstības stadijas iezīmēm, iedalīt sešos morfoģenētiskajos tipos: tipiskās gravas, nogāžu gravas, gravveida ielejas, karengavas, avotcirku gravas un efemērās gravas. Pētījumu teritorijā visvairāk ir konstatētas tipiskās gravas, kuras ir izvietotas un ģenētiski saistītas ar reljea pozitīvo formu vai negatīvo formu nogāzēm.

Gravu ģeotelpiskā izvietojuma īpatnību pētījumi parāda, ka gravu erozijas tīklam dienvidaustrumu Latvijā ir raksturīgs radiālais, subparalēlais un dendrītiskais apveids, pie kam katrs no tiem atspoguļo baseina ģeoloģiskās uzbūves un reljea ietekmi uz ūdens erozijas procesu norisi un fluviālo reljea formu attīstību. Tādējādi pēc gravu tīkla ģeotelpiskās organizācijas īpatnībām var spriest par konkrētas teritorijas formveidojošo nogulumu kompleksu un reljea vidējformu morfoloģiju, kas savukārt ļauj netiešā veidā gūt priekšstatu par glaciālās litomorfoģenēzes procesa iezīmēm pētāmajā teritorijā pleistocēna beigu posma laikā un tam sekojošai upju ieleju attīstībai holocēnā.

Lauka un kamerālo pētījumu datu analīze liecina, ka gravu veidošanās un to tālākas attīstības procesā izšķirošā nozīme ir ekstremāliem hidroloģiski-meteoroloģiskajiem faktoriem, kuri īslaicīgi izraisa augstas intensitātes erozijas procesus un jaunu formu veidošanos vai erozijas reaktivizāciju jau esošajās formās, turpretim klimatiskajai normai atbilstoši meteoroloģiskie faktori neizraisa gravu eroziju. Līdz ar to gravu kā reljea formu veidošanās un attīstības procesam ir lēcienveidīgs, nevis pakāpenisks raksturs.

Pētījumos iegūtie dati par proluviālo nogulumu biezumu un to uzkrāšanās ātrumu, kā arī sporu-putekšņu analīzes un organiskā materiāla datējumi ar radioaktīvā oglekļa metodi norāda, ka sengravu atmiršana un to aizpildīšanās sākusies vēlajā holocēnā, subatlantiskajā laikā, pirms apmēram 2000 gadiem. No šiem datējumiem un gravu veidošanās paleohidroloģisko apstākļu modelēšanas izriet, ka Latvijas DA daļā plašam un sazarotam gravu tīklam, it sevišķi lielākajiem tā elementiem pamatā ir dabiska cilme, ko noteikuši to attīstībai labvēlīgi ģeoloģiski-geomorfoloģiskie un klimatiskie faktori. Antropogēnas ietekmes rezultātā veidojušās salīdzinoši nelielas gravas esošo formu nogāzēs un sengravu gultnēs vai lauksaimnieciski apstrādājamajās teritorijās.

Esošās ģeoloģiskās kartēšanas datu un gravu izvietojumu raksturojošās informācijas ģeotelpiskā analīze ar ģeogrāfisko informācijas sistēmu rīkiem liecina, ka blīvākais un sazarotākais gravu erozijas veidotais tīkls dienvidaustrumu Latvijā raksturīgs teritorijās, kur reljea formveidojošos nogulumus veido drupieži ar vājām filtrācijas īpašībām un reljea morfoloģija veicina erozijas procesu attīstību.

Raksturvārdi: gravu erozija, gravu klasifikācija, gravu morfoģenētiskie tipi, erozijas tīkla telpiskais apveids, ietekmējošie faktori, dienvidaustrumu Latvija

Abstract

In this thesis results of field survey, carried out for time interval 1996–2009 and results of data processing and analysis are presented covering morphology and classification of gullies, as well regularities of erosion landforms development and erosion network spatial distribution in south-eastern part of Latvia. Studies of linear erosion landforms were carried out in the Latgale Upland, the Augšzeme Upland and the River Daugava Valley by the applying geological and geomorphological research methods, analysis of topographic maps and means of geomatics. The detailed geospatial analysis and studies of the gully erosion network patterns were performed in three selected etalon territories: in the area of plateau-like hills in the northern part of the Latgale Upland, within river valleys and proglacial spillway valleys located in south-eastern part of Latvia, and tunnel valleys of the Latgale Upland and the Augšzeme Upland.

Obtained results, considering the morphology of gullies, peculiarities of gully development and formative processes, and their relation to landscape features, let to distinguish the following morphogenetic types of permanent gullies in south-eastern Latvia: (1) typical gullies, (2) slope gullies, (3) valley-like gullies, (4) hanging gullies, (5) landslide cirque gullies and (6) ephemeral gullies. The typical gullies were recognized as the most frequent type of gullies in the study area, where these features had developed on the slopes of landforms.

The studies of spatial distribution of gullies show that radial, parallel and dendritic patterns of gully erosion networks are characteristic in south-eastern Latvia, furthermore each of them reflect impact of geological structure and topography of catchment on process of water erosion and formation of fluvial landforms. Hence peculiarities of gully network spatial distribution can be used in the interpretation of rock composition and morphology of landforms within the specific area, which, in its turn, implicitly elucidate the process of glacial lithomorphogenesis during the Late Pleistocene and the subsequent formation of river valleys in the Holocene within the study area.

The results of studies indicate that the process of gully development to a high degree is determined by hydrometeorological extremes, which cause erosion of high intensity and formation of new gullies or the reactivation of erosion in old gullies, whereas usual meteorological factors are not able to cause gullying. It follows that development of gullies has signs of saltatory evolution instead of graduality.

According to the empirically estimated mean annual rates of colluvium deposition, ¹⁴C dates and pollen analysis, it can be concluded that old gullies of the study area have been formed before the beginning of intensive agricultural activities in the Daugava River valley and that the infilling of them took place during the Subatlantic Time ca 2000 y ago. From results of dating and paleohydrological modelling it follows that gullies in south-eastern Latvia are not a unique phenomenon resulting entirely from human agricultural activities, and that they have natural origin.

Geospatial analysis performed by GIS and results of multiple correlation of geological data, topography and gully network density indicate that the densest (more than 2.0 km km⁻²) and most intricate gully erosion patterns are common in areas, where the surface is formed from loamy glacial sediments characterised by low infiltration rates, and where geomorphological indicators, i.e. local base level, long and steep slopes create favourable environment for accelerated erosion by water within the study area.

Key words: gully erosion, classification of gullies, morphogenetic types of gullies, erosion network pattern, controlling factors, south-eastern Latvia

IEVADS

“Our future ability to feed ourselves and to live in an unpolluted environment depends on our ability to understand and to reduce the rates at which our soils are currently eroding”

International Symposium on Gully Erosion under Global Change, 2000, Leuven, Belgium.

„Mūsu spējas nākotnē pabarot cilvēci un dzīvot nepiesārņotā vidē atkarīgas no spējas apjaust un samazināt apjomus, ar kādiem patlaban tiek erodētas augsnes”

Starptautiskais simpozijs “Gravu erozija un globālās pārmaiņas”, 2000, Leuvena, Beļģija

Pētījumu tēmas aktualitāte

Gravas kā reljefa formas pasaulē ir sastopamas gan humīda un arīda klimata apgabalos (Makkaveev, 1971; Young, 1972; Easterbrook, 1999; Summerfield, 1999; Kovalev *et al.*, 2006), gan ilggadīgā sasaluma zonā (Kosov, 1984c; Kovalev *et al.*, 2006). Kosmisko pētījumu programmu realizācija un tālzpētes tehnoloģiju attīstība ļāvusi atklāt gravas arī uz Marsa un citu planētu virsmas (Malin, Edgett 2000; Christensen, 2003). Minētais liecina, ka gravu erozija ir ļoti nozīmīgs denudācijas, fluviālās cilmes reljefa attīstības un ainavvides pārveidošanās eksogēnais ģeoloģiskais process. Tajā pašā laikā gravu attīstība ir saistīta ar paātrinātu augsnes eroziju un lauksaimniecībā izmantojamo zemes platību degradāciju, tādējādi daudzās valstīs gravu erozija tiek ierindota starp citiem vides apdraudējumiem (Valentin *et al.*, 2005).

Gravu erozijas ietekme uz vidi izpaužas ne tikai kā augsnes auglības samazināšanās gravu sateces baseinos, bet arī kā erozijas procesu sekas plašākās, arī ārpusbaseina teritorijās. To sekas izpaužas kā augsnes izskalošanas produktu, galvenokārt suspendētā materiāla un biogēnu pārnesei izraisīti pastiprinātie sedimentācijas un eitrofikācijas procesi uztverošajās ūdenstilpēs un ūdenstecēs (Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005; Wu *et al.*, 2008). Turklāt, lineārās erozijas produktu pārnesei no gravu sateces baseiniem ir arī ietekme uz ūdens kvalitāti, kas saistīts ar piesārņojošo vielu, t.i. biogēnu un ķīmiskā piesārņojuma pieplūdi uztverošajos virszemes ūdens objektos (Valentin *et al.*, 2005; Quilbé *et al.*, 2006). Ņemot vērā, ka ūdens kvalitātes saglabāšana ir viena no nopietnākajām problēmām visā pasaulē, kā arī Eiropas Savienības Ūdens struktūrdirektīvas prasības (OJEC 2000) par ūdens kvalitātes saglabāšanu un uzlabošanu Eiropas Savienības dalībvalstīs, ir būtiski izprast ūdens izraisītās lineārās erozijas aktivizācijas

palaidējmehānismus (angl. *triggering mechanisms*) un ierobežot erozijas risku, tādējādi samazinot ķīmiskā piesārņojuma pārnēsi no maziem, zemākās pakāpes ūdensguves baseiniem.

Augstāk minēto iemeslu dēļ gravas kā reljefa formas un to veidošanās un attīstības procesi arvien vairāk piesaista zinātnieku un praktiķu uzmanību. Gravu erozijas jautājumu pētījumiem pasaulē pēdējā desmitgadē tiek veltīta lielāka vērība, par ko liecina pieaugošais publikāciju un nozīmīgu starptautisku konferenču skaits (Poesen *et al.*, 2003; Peoesen, Valentin, 2003; Valentin *et al.*, 2005). Tas saistīts gan ar nepieciešamību zinātniski izvērtēt gravu erozijas procesa cēloņsakarības un potenciālos turpmākās norises scenārijus klimata globālo izmaiņu kontekstā, gan vitālu nepieciešamību saglabāt ūdens un augsnes resursus kā galveno priekšnoteikumu iespējai nodrošināt ar pārtiku strauji pieaugošo cilvēku skaitu (Jackson and Jackson, 2000; Nikodemus *et al.*, 2008).

Tomēr vairumā gadījumu gravu erozijas pētījumi ir fokusēti uz cilvēka darbības izraisītu lineārās erozijas norisi un tās sekām lauksaimnieciski izmantojamās zemes platībās (piem. Nachtergaele *et al.*, 2002; Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005; Zucca *et al.*, 2006), līdzšinēji mazāk vērības piegriezts ar veģetāciju klātajos apgabalos esošā un mantotā gravu erozijas reljefa izpētei (Vanwalleghem *et al.*, 2003; Vanwalleghem *et al.*, 2005a; Smolska, 2006) un gravu tīkla veidošanās paleoģeogrāfiskajām rekonstrukcijām (Gábris *et al.*, 2003; Dotterweich *et al.*, 2003; Dotterweich, 2005).

Gravas kā reljefa formas plaši ir izplatītas arī Latvijā, tomēr salīdzinoši maz pētījumu ir veltīts to attīstību un izvietojumu noteicošo faktoru noskaidrošanai (Stalbovs, 1974; Soms, 1999; Soms, 2006a). Līdz ar to patlaban Latvijā esošais zinātniski pamatotas informācijas trūkums neļauj izvērtēt gravu erozijas atjaunošanās un pastiprināšanās risku globālās klimata mainības un tās izraisītas meteoroloģisko faktoru variabilitātes ietekmē, lai gan klimata pārmaiņu izraisīto bīstamo ģeomorfoloģisko procesu un to iespējamo seku novērtēšanai ir veltīti daudzi reģionāli un plašāka konteksta pētījumi (piemēram, Favis-Mortlock and Boardman, 1995; Poesen *et al.*, 1996; Collison *et al.*, 2000; Dehn *et al.*, 2000; Nearing, 2001; Poesen *et al.*, 2003; Sidle *et al.*, 2004).

Līdzšinēji izstrādātie Eiropas klimata izmaiņu modeļi norāda, ka dažos reģionos, jo īpaši Eiropas ziemeļu un ziemeļaustrumu daļā, ikgadējais nokrišņu daudzums palielināsies par 1–2% katru desmitgadi (Impacts of Europe's changing climate, 2004), virszemes noteces apjoms pieaugs par 10–50% laika posmā līdz 2070.gadam (Lehner *et al.*, 2001), turklāt lokālā līmenī tiek prognozēts (Senņikovs *et al.*, 2008; Graham, 2008), ka ekstremāli

nokrišņi būs biežāka parādība. Šādas klimatisko faktoru un hidroloģiskā režīma izmaiņas iespaidos visus fluviālo sistēmu elementus sākot ar nelielām gravu un strautu ūdensgūtnēm un beidzot ar reģionāliem upju baseiniem. Tas neizbēgami izraisīs upju hidroloģiskā režīma izmaiņas, noteces apjoma un rakstura diferenciāciju, kā arī erozijas procesu aktivizēšanos klimatisko faktoru ietekmē. Klimatisko faktoru izraisīta lineārās erozijas procesu pastiprināšanās sateces baseinos, visdrīzāk, izjauks jau izveidojušos dabisko erozijas-akumulācijas līdzsvaru visos hidrogrāfiskā tīkla posmos un pastiprinās cietvielu noteces un biogēno vielu plūsmu. Līdz ar to paātrināta augšņu noskalošana un gravu attīstība izraisīs atlūzu materiāla ievērojamu apjomu nokļūšanu uztverošajās ūdenstilpēs un ūdenstecēs.

Tādējādi gravu erozijas procesa un ar to saistīto reljefa formu izpēte ir būtiska un aktuāla vairāku iemeslu dēļ, respektīvi, (1) ir jānoskaidro ģeoloģiskās un ģeomorfoloģiskās likumsakarības, kuras nosaka gravu erozijas procesa norisi un erozijas reljefa formu veidošanos, telpisko izvietojumu un morfoloģiju; (2) jāiegūst zinātniski pamatoti dati par esošajiem erozijas tempiem un erozijas produktu pārnese apjomiem no augstākiem hipsometriskajiem līmeņiem uz zemākajiem, kā arī par šo procesu potenciālās intensifikācijas iespējamību klimata mainības kontekstā; (3) jāveic gravu erozijas veidotā reljefa un nogulumu kā būtiska paleoģeogrāfiskās informācijas avota izpēte; (4) jānoskaidro erozijas procesu tiešās un netiešās ietekmes uz vidi; (5) jānosaka gravu erozijas reljefa loma ainavvides dažādības un bioloģiskās daudzveidības veidošanā. Neapšaubāmi, ka iezīmētais uzdevumu loks neietver visus ar gravu eroziju saistītos pētāmos jautājumus, piemēram, joprojām nav izveidoti pietiekami kvalitatīvi empīriski modeļi, kas precīzi ļautu prognozēt gravu veidošanās sākumpunktu novietojumu reljefā un modelēt lineārās erozijas formu attīstību laikā telpā (Poesen *et al.*, 2003).

Iepriekšēji apskatītajiem jautājumiem Latvijā līdz šim nav tikusi pievērsta atbilstoša uzmanība un kopumā gan gravu erozijas determinējošu faktoru izpētei, gan gravu erozijas reljefa pētījumiem veltītas tikai dažas publikācijas.

Darba novitāte

Izvērtējot Latvijas teritorijas ģeoloģiskās un ģeomorfoloģiskās izpētes gaitā uzkrāto faktu materiālu, konstatējams, ka periodisku ūdensteču fluviālo procesu izraisītās lineārās erozijas norises likumsakarības, kā arī to rezultātā veidotās reljefa formas, to ģenēze un

izvietojuma likumsakarības, morfometrija un morfoloģija gan Latvijā kopumā, gan tās dienvidaustrumu daļā ir izpētītas nepietiekoši, fragmentāri un trūkst plašu, kompleksu ģeoloģisku un ģeomorfoloģisku pētījumu par šo reljefa formu grupu. Publicētajos pētījumos, kuri veltīti Latvijas reljefa apskatam nereti ir norādīts uz gravu kā reljefa formu reto sastopamību (Straume, 1979; Saltupe, 1995), vai arī gravas kā reljefa formas nav pat pieminētas (Jaunputniņš, 1975). Taču autora vairāku gadu desmitu laikā veiktie lauka pētījumi norāda, ka gravas ir plaši izplatītas Latvijā gan lielformu, t.i. salveida augstieņu apvidos, gan arī bieži sastopamas vidējformu, galvenokārt lielāko upju ieleju, lielpauguru un paugurmasīvu nogāzēs (Soms, 2006).

B.Saltupe un G.Eberhards (1982), apskatot mūsdienu eksogēno ģeoloģisko procesu norises pētījumus Latvijā, norāda, ka nogāžu procesu komplekss, tai skaitā arī gravu erozijas norises likumsakarības Latvijā ir maz pētītas, tāpat kā maz pētītas ir gravu erozijas veidotās reljefa formas. Autori publikācijā uzsver, ka šo jautājumu noskaidrošanai ir ne tikai ekonomiska nozīme (preterozijas pasākumu veikšana), bet arī paleoģeogrāfiska un paleohidroloģiska nozīme. Tomēr jāpiezīmē, ka kopš šīs 1982. gada publikācijas plašāki, apkopjoša rakstura pētījumi par gravu eroziju un erozijas reljefu diemžēl tā arī nav tikuši veikti.

Ņemot vērā iepriekšēji norādīto, lai iegūtu datus par lineārās erozijas formu izplatības un attīstības likumsakarībām DA Latvijā, 1996. - 2009. gada ekspedīciju laikā tika realizēta pētījumu programma (Soms, 2006), kurā tika iesaistīti arī Daugavpils universitātes Dabaszinātņu un Matemātikas fakultātes (turpmāk tekstā - DU DMF) studenti. Pētījumu gaitā iegūtais fakto materiāls un tā kamerālās, ģeotelpiskās un matemātiskās apstrādes rezultāti veido pamatu turpmākajos gados izstrādātajam promocijas darbam "Gravu morfoloģija, to veidošanās un erozijas tīkla izvietojuma likumsakarības dienvidaustrumu Latvijā".

Minētajos ilggadīgos pētījumos galvenā uzmanība tika pievērsta gravu morfoloģijai un morfometrijai, kā arī gravu tīkla veidošanās un attīstību noteicošajiem faktoriem. Šāda rakstura gravu ģenēzes, to veidošanās laika, morfoloģijas un izvietojuma likumsakarību kompleksi pētījumi līdz šim nedz dotajā teritorijā, nedz Latvijā nav veikti. Tādējādi veiktais pētījums papildina ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko pētījumu rezultātus Baltijas valstīs un Ziemeļeiropā par gravu erozijas veidoto reljefu, tāpēc promocijas darbā ietvertie pētījumi ir nozīmīgi arī pēdējā apledošanas (Baltijas, Vislas) skartās Eiropas teritorijas

daļas holocēna posma reljefa veidotājprocesu un ietekmējošo faktoru noskaidrošanai, kā arī īslaicīgo ūdensstrāumju radītā reljefa terminoloģijas attīstībā.

Izstrādājot promocijas darbu, pirmo reizi veikta gravu erozijas tīkla ģeotelpiskā analīze un noskaidrotas gravu erozijas tīkla izvietojuma un telpiskās organizācijas likumsakarības DA Latvijā, izveidota gravu klasifikācija, noskaidrota gravu morfometrisko parametru savstarpējā matemātiskā sakarība, veikta gravu veidošanos un attīstību noteicošo faktoru detāla analīze, iegūti dati par proluviālo nogulumu uzkrāšanās un gravu aizpildīšanās ātrumiem to atmiršanas stadijā, visbeidzot, iegūti dati starpnozaru (ģeoeoloģiskā) griezumā par bioloģiskās daudzveidības un aizsargājamo biotopu saistību ar gravu erozijas reljefu. Šajā darbā pirmo reizi uz ^{14}C akselerācijas masu spektrometrijas (angl. *accelerator mass spectrometry* jeb *AMS*) metodes datējumu pamata ir iegūta informācija par gravu veidošanās absolūto vecumu DA Latvijā, kas ir ļoti būtiski, veicot paleoklimatiskās, paleohidroloģiskās un paleoģeogrāfiskās rekonstrukcijas gan šajā reģionā, gan Latvijā kopumā. Promocijas darbā pirmo reizi dots arī latviskais tulkojums un skaidrojums jēdzieniem, kuri ir tieši saistīti ar gravām kā reljefa formā un gravu eroziju kā ģeoloģisko procesu. Tādējādi veiktais pētījums var kalpot par pamatu turpmākajiem gravu erozijas veidotā reljefa un ar to saistīto procesu pētījumiem Latvijā un plašākā reģionā.

Darba hipotēzes

Līdz ar ūdens erozijas veidoto reljefa formu savstarpēji saistītās ģenētiskās rindas „izskalojumvaga – grava – sengrava – upes ieleja” koncepcijas ieviešanu XIX gs beigās (Dokuchyaev, 1878), fluviālā reljefa vidējformu attīstība tiek apskatīta kā ilgstošs un pakāpenisks process. Tomēr autora veiktie pētījumi parāda, ka šāds pieņēmums par pakāpenisku attīstību holocēnā vispārējos vilcienos attiecināms tikai uz ģenētiskās rindas beidzamo posmu, t.i. upju ielejām. Savukārt gravu attīstībai ir izteikti lēcienveidīgs raksturs, kad veidojoties intensīvai virszemes notecei, ļoti strauja gravu gultnes iegraušanos un intensīva regresīvā erozija norisinās salīdzinoši īsā laika sprīdī, kuram sekos daudzu gadu vai pat gadu desmitu relatīva miera periods, kura ietvaros dziļumerozija praktiski nenotiek. Šo faktu apstiprina arī literatūrā sniegtās ziņas par gravu attīstības dinamiku (Kosov, Nikolskaya, 1984; Nachtergaele *et al.*, 2002). Līdz ar to par vienu no šī darba hipotēzēm ir izvirzīts pieņēmums, ka *gravu veidošanās un to tālākas attīstības procesā izšķirošā nozīme ir ekstremāliem hidroloģiski-meteoroloģiskajiem faktoriem, kuri īslaicīgi*

izraisa augstas intensitātes erozijas procesus un jaunu formu veidošanos vai erozijas reaktivizāciju jau esošajās formās, savukārt klimatiskajai normai atbilstoši meteoroloģiskie faktori neizraisa gravu eroziju.

Viens no fundamentālajiem jautājumiem gravu erozijas pētījumos ir gravu tīkla veidošanās iemeslu un to veidošanās laika noteikšana. Literatūras avotu analīze vēsturiskā griezumā kopš gravu erozijas kā procesa zinātniskās izpētes sākuma līdz mūsdienām liecina, ka vairākums zinātnieku gravu tīkla veidošanos saista ar cilvēka intensīvas lauksaimnieciskās darbības periodu (piemēram, Dokuchyaev, 1877; Kosov, 1978; Kosov, 1984b; Burkard, Kostaschuk, 1995; Burkard, Kostaschuk, 1997; Poesen *et al.*, 2003; Dotterweich, 2005). Nenoliedzot antropogēno ietekmi kā lineāro eroziju veicinošo faktoru, šī darba autors kā hipotēzi izvirza pieņēmumu, ka *Latvijas DA daļā gravu tīkla attīstībā dominējošā nozīme ir bijusi dabiskiem procesiem, gravu veidošanos un to morfoloģiskās īpatnības pētījumu teritorijā galvenokārt noteikuši ģeoloģiski-geomorfoloģiskie un klimatiskie faktori, cilvēka darbībai ir bijusi sekundāra loma.*

Lineārās erozijas procesu sākotnējā iniciācija ir atkarīga no daudziem faktoriem, tajā skaitā no teritorijas ģeoloģiskās uzbūves īpatnībām, kur gravu erozijas kontekstā kā būtiskākā tiek minēta virsmu veidojošo iežu pakļāvība erozijai jeb iežu erozivitāte. Dažādu autoru darbos iežu izskalojamības kvalitatīvai un kvantitatīvai raksturošanai tikuši izmantoti dažādi raksturlielumi, piem., „*scouring velocity* (ūdensplūsmas izskalojošais ātrums)” (Mirtshulava, 1988; Kosov *et al.*, 1989), „*soil-erodibility, K-factor* (augšnes erozivitāte, K-faktors)” (Wischmeier and Smith, 1965), „*critical shear stress* (kritiskais bīdes spriegums)” (Torri *et al.*, 1987; Brunori *et al.*, 1989). Šie empīriski noteiktie raksturlielumi raksturo vienkāršu likumsakarību – teritorijā, kuras virsmu veido vieglāk izskalojami ieži, ir lielāka lineārās erozijas procesu attīstības varbūtība pie citiem vienādiem apstākļiem. Taču iepriekšējos gados autora iegūtie lauka novērojumu dati bieži vien liecināja par pretējo, proti, vieglāk izskalojamo aluviālo un glaciofluviālo nogulumu veidotajās teritorijās gravu tīkla blīvums ir mazāks, nekā glaciģēno morēnas smilšainu mālu un mālaines smilts veidotajās teritorijās, kuras raksturo zemākas izskalojamības vērtības. Tāpēc kā vēl viena darba hipotēze tika izvirzīts pieņēmums, ka *būtiskāka nozīme gravu veidošanās un attīstības procesā ir virsmu veidojošo iežu filtrācijas īpašībām un saguluma īpatnībām, nevis to izskalojamībai, jo abu iepriekš minēto faktoru summārā ietekme nodrošina gan ūdens plūsmu virzīšanos pa nogāzi uz leju un lineārās erozijas procesa norisi, gan gravu veidošanos.*

Zinātniskajos pētījumos pasaulē, vērtējot fluviālās erozijas procesus un to veidotās reljefa formas, visbiežāk tiek uzsvērtas negatīvās sekas (Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005). Pēc mūsu domām, tas ir vienpusīgs vērtējums, jo, līdz ar lineārās erozijas veidoto formu attīstību, norisinās arī izmaiņas abiotisko faktoru (gaisa temperatūra un mitrums, apgaismojums, nogāžu ekspozīcija, augsnes mitrinājuma režīms u.c.) telpiskajā sadalījumā un ar tām saistīta ainavvides diferenciācija, kas savukārt rada priekšnoteikumus ekosistēmu un dzīvotņu daudzveidībai. Diemžēl kompleksi ģeomorfoloģiski un bioģeogrāfiski veģetācijas pētījumi, kuros tiek mēģināts noskaidrot savstarpējo saistību starp fluviālā reljefa negatīvo formu ģeotelpisko izvietojumu no vienas puses un noteiktu augu sugu atradņu izvietojumu noteiktā teritorijā ir ļoti maz (Soms, 2005; Soms *et al.*, 2007). Tādējādi iepriekšēji minētais ļauj izvirzīt darba hipotēzi, kas raksturo starpnozaru pieeju gravu erozijas veidotā reljefa izpētē, un par tādu tiek izvirzīts pieņēmums, ka *gravu erozijai laiktelpiskā griezumā ir pozitīva nozīme gan paaugstinot teritorijas ģeomorfoloģisko daudzveidību un tās hidroloģisko saikni ar uztverošajiem ūdens objektiem, gan veidojot jaunas ekoloģiskās nišas un paaugstinot teritorijas bioloģisko daudzveidību.*

Aizstāvēšanai izvirzītās tēzes

1. Gravu eroziju dienvidaustrumu Latvijā nosaka ekstremāli hidroloģiski-meteoroloģiskie faktori, līdz ar to gravu kā reljefa formu veidošanās un attīstības procesam ir lēcienvēdīgs, nevis pakāpenisks raksturs.

2. Plašam un sazarotam gravu tīklam, it sevišķi lielākajiem tā elementiem pamatā ir dabiska cilme, ko noteikuši to veidošanai labvēlīgi ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskie un klimatiskie faktori. Antropogēnas ietekmes rezultātā veidojušās salīdzinoši nelielas gravas esošo sengravu nogāzēs un gultnēs vai lauksaimnieciski apstrādājamajās teritorijās.

3. Blīvākais un sazarotākais gravu erozijas veidotais tīkls raksturīgs teritorijās, kur reljefa formveidojošos nogulumus veido drupieži ar vājām filtrācijas īpašībām un reljefa morfoloģija (vertikālais saposmējums, nogāžu garums un forma) veicina erozijas procesu attīstību.

4. Teritorijas ģeoloģiskā uzbūve un reljefa vidējformas nosaka gravu erozijas veidotā tīkla izvietojumu. Tādējādi gravu tīkla ģeotelpiskās organizācijas īpatnības raksturo konkrētas teritorijas formveidojošo nogulumu kompleksu un reljefa formu morfoloģiju.

5. Gravu erozijai, līdz ar tās tiešajām un netiešajām negatīvajām sekām, ir arī pozitīvas ietekmes un rezultāti, kas izpaužas teritorijas ģeomorfoloģiskās, ainaviskā un bioloģiskās daudzveidības pieaugumā.

Darba mērķis un uzdevumi

Promocijas darba mērķis ir noskaidrot gravu veidošanās, attīstības un erozijas tīkla telpiskā izvietojuma likumsakarības DA Latvijā, balstoties uz periodisko ūdensplūsmu lineārās erozijas veidotā reljefa ģeomorfoloģisko un ģeoloģisko pētījumu rezultātiem.

Darba galvenie uzdevumi, kuri tika izvirzīti mērķa sasniegšanai, ir sekojoši:

- 1) veikt gravu erozijas veidotā reljefa pētījumus lauka apstākļos Latvijas dienvidaustrumu daļā, nosakot gravu morfoloģiju un morfometriskos parametrus, kā arī izpētīt gravās notiekošos eksogēnos ģeoloģiskos procesus;
- 2) noskaidrot dabiskos un antropogēnos faktorus, kuri nosaka gravu erozijas reljefa attīstību;
- 3) veikt pētījumu datu matemātisko analīzi un ģeotelpisko analīzi;
- 4) novērtēt gravu erozijas apjomus laiktelpiskā griezumā un ar to saistītās denudācijas ātrumu;
- 5) izpētīt gravu izvietojuma un veidošanās apstākļu saistību ar pētāmās teritorijas ģeoloģisko uzbūvi, reljefu, klimatiskajiem apstākļiem, veģetāciju un cilvēka saimniecisko darbību;
- 6) noteikt aprakstīto gravu ģenēzi un novērtēt iespējamo to veidošanās laiku;
- 7) analizēt gravu erozijas veidoto reljefu kā ainavvides un ekosistēmu komponentu, un būtisku paleoģeogrāfiskās informācijas avotu;
- 8) prognozēt erozijas procesu atjaunošanās un attīstības iespējamību, kā arī šo procesu sekas klimata mainības kontekstā.

Rezultātu aprobācija

Promocijas darbā ietvertie pētījumu rezultāti ir aprobēti un diskutēti 17 starptautiskās konferencēs un simpozijos:

European Geosciences Union General Assembly 2010, thematic section GM3.3 „Rates, Dates and Fluxes in Geomorphology”. Vienna, Austria, 02 – 07 May, 2010.

5th International Symposium on Gully Erosion „Human Impact on Gully Erosion”. Lublin, Poland, 19 – 25 April, 2010.

International Scientific Conference „Dvina, Dzvina, Daugava”. Daugavpils, Latvia, 29 – 31 October, 2008.

12th Biennial Conference "Hydrological Extremes in Small Basins". Krakow, Poland, 18 – 20 September, 2008.

International Scientific Conference „Soil in Sustainable Environment”. Kaunas, Lithuania, 24 – 26 September, 2008.

COST 634 International Conference “On- and Off-site Environmental Impacts of Runoff and Erosion”. Aveiro, Portugal, 30 June – 04 July, 2008.

International conference “Ecohydrological Processes and Sustainable Floodplain Management”. Lodz, Poland, 19-23 May, 2008.

4th International Symposium on Gully Erosion. Pamplona, Spain, 17 – 19 September, 2007.

International Congress of the European Society for soil Conservation “Changing Soils in a Changing World: the Soils of Tomorrow”. Palermo, Italy, 25 – 30 June, 2007.

International Conference “Climate Change and waters”. Rīga, 09 – 11 May, 2007.

4th International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”. Daugavpils, 25 – 27 April, 2007.

European Geosciences Union General Assembly 2006, thematic section NH3.10 „The role of vegetation in slope stability and mitigation measures against landslides and debris flows”. Vienna, Austria, 02 – 07 April, 2006.

3rd International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”. Daugavpils, 20 – 22 April, 2005.

COST 623 International Symposium “Soil Erosion Patterns: Evolution, Spatio-Temporal Dynamics and Connectivity”. Müncheberg, Germany, 10-12 October, 2002.

COST 623 International Symposium “The significance of soil surface characteristics in soil erosion”. Strasbourg, France, 20 – 22 September, 2001.

The European Association for the Conservation of the Geological Heritage Meeting. Rīga, 24 – 27 May, 2001.

1st International Symposium on Gully Erosion “Gully Erosion Under Global Change”, Leuven, Belgium, 16 – 19 April, 2000.

Vienlaicīgi ar dalību starptautiskās konferencēs, darba autors ar pētījumu rezultātiem ģeomorfoloģijā un kvartārģeoloģijā ir iepazīstinājis zinātnisko sabiedrību, laikā no 1996. līdz 2010. gadam piedaloties 25 konferencēs Latvijā, kur individuāli vai kopā ar līdzautoriem nolasīti 47 referāti par promocijas darba tematiku.

Publikācijas:

Soms, J., Kalniņa, L. 2010. Daugavas senielejas sengravu morfoloģijas un proluviālo nogulumu pētījumi erozijas formu vecuma noteikšanas iespēju kontekstā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija. in press*

Soms, J., 2010. Efemērās gravas un to veidošanas ietekmējošie faktori dienvidaustrumu Latvijā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija. in press*

- Soms, J., Segliņš, V., 2010. Nogāžu procesu un gravu erozijas veidotie reljefa kompleksi dabas pieminekļa „Sproģu gravas” ietvertajā Daugavas senielejas daļā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija. in press*
- Soms, J., 2010. Development and Morphology of Gullies in the River Daugava Valley, South-Eastern Latvia. *Landform Analysis. in review*
- Soms, J., 2010. Reactivation of erosion processes in permanent gullies as a geomorphic response to extreme rainfall events. *Folia Geographica ser. Geographica-Physica 41*, 35-47.
- Soms, J., Grišanovs, A., 2010. Erozijas procesu iespējamības novērtēšana un modelēšana saistībā ar prognozēto klimata izmaiņu virzību dienvidaustrumu Latvijā. *Grām. Plikša, I. (red.), Klimata mainība un udeņi. Rakstu krājums. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 99-111.*
- Škute, A., Gruberts, D., Soms, J., Paidere, J., 2008. Ecological and hydrological functions of the biggest natural floodplain in Latvia. *Ecohydrology and Hydrobiology, 8 (2-4)*, 291-306.
- Soms, J., Gruberts, D., 2008. Sediment and Nutrient Supply in the Gully Catchments of the Daugava Valley. *Lithuanian University of Agriculture Research papers VAGOS 80(33)*, 92 -101.
- Soms, J., 2008. Klimata mainība un augsnes erozijas procesu aktivizācija ziemas periodā. *Grām. Plikša, I. (red.), Klimata mainība un udeņi. Rakstu krājums. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 121-133.*
- Soms, J., 2006. Regularities of gully erosion network development and spatial distribution in south-eastern Latvia. *Baltica 19(2)*, 72-79.
- Soms, J., 1999. Teritorijas ģeoloģiskā uzbūve kā gravu erozijas reljefa attīstību noteicošs faktors. *Latvijas ģeoloģijas vēstis 7/99*, 23-27.

Nozīmīgākās publicētās starptautisko konferenču tēzes:

- Soms, J., 2010. Quantifying suspended sediment, solutes and nutrients supply from small gully catchments under different runoff formation scenarios: a case study in SE Latvia. *Geosciences Union General Assembly 2010 Geophysical Research Abstracts*, vol.12, EGU2010-6992. Copernicus GmbH (Copernicus Publications).
- Soms, J., 2010. Development and Morphology of Gullies in the River Daugava Valley, South-Eastern Latvia. *In: Zglobicki W. (ed), Human Impact on Gully Erosion. Proceedings of the 5th International Symposium on Gully Erosion „Human Impact on Gully Erosion”. Lublin, Poland, 19 – 25 April, 2010. Maria Curie-Skłodowska University, Institute of Earth Sciences, Lublin, pp.110-113.*
- Gruberts, D., Soms, J., 2009. Runoff Extremes of the Daugava River at Daugavpils (Latvia). *In Kovar, P., Maca, P., Redinova, J. (eds), Water Policy 2009, Water as a Vulnerable and Exhaustible Resource. Proceedings of the Joint Conference of APLU (Association of Public and Land-Grant Universities) and ICA (Association for European Life Sciences Universities). Prague, CULS Prague, Czech Republic, 23 – 26 June 2009. p.180.*
- Soms J., 2008. Re-Activation of Erosion Processes in Permanent Gullies as Geomorphic Response to Extreme Rainfall Event. *In: 12th Biennial Conference of Experimental and Representative Basins (ERB) 2008 “Hydrological Extremes in Small Basins”. Krakow, 18-20 September 2008, Poland. Book of abstracts, pp.341-344.*
- Soms J., 2008. Impact of the climate change-induced runoff formation in winter on the soil erosion and sediment yield from gully catchments. *In: COST 634 International*

- Conference “On- and Off-site Environmental Impacts of Runoff and Erosion”. *Book of abstracts*. Aveiro, Portugal, p.63.
- Škute, A., Gruberts D., Soms J., Paidere J., 2008. Ecological and Hydrological Functions of the Biggest Natural Floodplain in Latvia (abstract). In: *International conference Ecohydrological Processes and Sustainable Floodplain Management. Book of abstracts*. Lodz, Poland, p. 48.
- Soms J., 2007. Potential impact of climate change on sediment and nutrient flux associated with soil erosion in the gully catchments in south-eastern Latvia. In: *The 5th International Congress of the European Society for soil Conservation “Changing Soils in a Changing World: the Soils of Tomorrow”*. *Book of abstracts*. Palermo, Italy, p.170.
- Soms, J., 2007. Morphology and controlling factors of landslide cirque gullies: a case study from the Sprogu gravas nature monument (SE Latvia). In: Casali, J. and Gimenez. R. (eds.), *Progress in Gully Erosion Research*. Proceedings of the 4th International Symposium on Gully Erosion. Pamplona, Spain, 17 – 19 September, 2007. Navarra Univ., Pamplona, Spain, pp. 120-121.
- Soms J., 2007. Evaluation of the impact of climate change on bed and bank erosion in stream channels and the resulting sediment delivery to the river Daugava. In: *The 3rd International Conference “Climate Change and waters”*. *Book of abstracts*. Rīga, p.14-15.
- Soms J., Bambe B., Suško U., 2007. Erosion landforms and spatial distribution of rare vascular plant and moss species and habitats: case study in protected nature areas in SE Latvia. In: *4th International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”*. *Book of abstracts*. Daugavpils, p.111.
- Soms J., 2006. Vegetation cover as factor controlling slope stability within gully channels: a case study from the Daugava Valley (SE Latvia). *European Geosciences Union General Assembly 2006 Geophysical Research Abstracts*, Vol.8, 05269, Vienna, Austria.
- Soms J., 2005. Biodiversity as a result of diversification of the environment: the significance of erosion processes in ecosystems changes – case study in Nature Park “Daugavas Loks”. In: *3rd International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”*. *Book of abstracts*. Daugavpils, 2005. –p.114.
- Soms, J., 2002. The significance of topographic and geological indicators on gully erosion pattern development and spatial organisation in the morainic uplands, Latvia. In: *International Symposium “Soil Erosion Patterns: Evolution, Spatio-Temporal Dynamics and Connectivity”*. *Book of abstracts*. Müncheberg, p. 52.
- Soms, J., 2001. Data analysis of correlation between soil parent material and gully intensity. In: *International Symposium “The significance of soil surface characteristics in soil erosion”*. *Book of abstracts*. Strasbourg, Univ.Louis Pasteur, p. 85.
- Soms, J., 2001. Gully erosion landforms as geomorphological nature monuments in SE Latvia. In: *The European Association for the Conservation of the Geological Heritage Meeting. Abstracts*. Riga, University of Latvia, pp.38-39.
- Soms, J., 2000. The Development and Location Regularities of Gullies in Southeast Latvia. In: *International Symposium “Gully Erosion Under Global Change”*. *Book of abstracts*. Katholieke Universite Leuven, p.120.

Pateicības



LATVIJAS
UNIVERSITĀTE
ANNO 1919



Promocijas darbs izstrādāts ar ESF projekta „Atbalsts doktora studijām Latvijas Universitātē”, Nr. 2009/0138/1DP/1.1.2.1.2/09/IPIA/VIAA/004, LU reģistrācijas Nr. ESS2009/77 un ar Nacionālās pētījumu programmas Nr. 7/9 „Klimata maiņas ietekme uz Latvijas ūdeņu vidi” atbalstu. Autors pateicas promocijas darba vadītājam, prof., Dr. Ģeol., Valdim Segliņam par ieguldīto lielo darbu, atbalstu un padomiem disertācijas tapšanas gaitā ļoti noderīgiem ieteikumiem zinātnisko rakstu sagatavošanā. Tāpat autors ir pateicīgs LU ĢZZF Kvartārvides pētījumu laboratorijas vadītājai asoc.prof. L. Kalniņai par palīdzību palinoloģisko analīžu veikšanā un sporu-putekšņu diagrammu sagatavošanā, kā arī D.Kursītim, O. Griņko, K. Laizānam un E. Iliško par palīdzību lauka pētījumu veikšanā.

Raksturvārdi: gravu erozija, gravu klasifikācija, gravu morfoģenētiskie tipi, erozijas tīkla telpiskais apveids, ietekmējošie faktori, dienvidaustrumu Latvija

1. TEORĒTISKAIS PAMATOJUMS

1.1. Gravas kā reljefa formas, to ģeogrāfiskā izplatība

Gravas kā lineārās erozijas formas ir plaši izplatītas gandrīz visās dabas zonās. Salīdzinoši visvairāk gravas kā raksturīgs reljefa saposmojuma elements sastopamas stepes un mežastepes joslā Āzijā (Leger, 1990; Bork, 2004; Wu and Cheng, 2005), Ziemeļamerikā (Thomas *et al.*, 2004; Valentin *et al.*, 2005) un Austrumeiropā, it sevišķi Krievijā un Ukrainā (Kosov, 1981; Veretennikova *et al.*, 1992; Kovalev *et al.*, 2006). Taču izņēmums nav arī pustuksnešu teritorijas Austrālijā (Prosser *et al.*, 1994; Wasson *et al.*, 1996; Sidorchuk, 1998), Eirāzijā (Young 1972; Derbyshire and Goudie, 1997;), Amerikā (Easterbrook, 1999; Summerfield, 1999) un Āfrikā (Descloitres *et al.*, 2003; Daba, 2003). Jāatzīmē, ka gravu kā reljefa formu ģeogrāfiskā izplatība neaprobežojas tikai ar teritorijām, kurām raksturīgs kontinentāls klimats ar intensīvu gāzienveida nokrišņu izkrišanu pēc sausuma perioda. Arī daļēji humīda mērenā klimata apgabalus lesa izplatības joslā Centrāleiropā un Rietumeiropā ir plaši skārusi gravu erozija, kur novērojamas gan vēsturiski senas šo procesu pēdas, gan arī jaunu erozijas formu veidošanās (Poesen, 1993; Stankoviansky, 2003; Vanwallegem *et al.*, 2003; Poesen and Valentin, 2003; Ionita, 2006). Gravu attīstība konstatēta arī arktiskajos apgabalos, tundras zonā, kur B. Kosovs (1984 c) un M. Bredšovs un R. Vīvers (Bradshaw, Weaver 1993) apraksta lineārās erozijas formu veidošanos termoabrazijas gaitā. Pastāvīgi mitro mūžzaļo mežu joslas intensīva apguve un veģetācijas iznīcināšana izraisījusi gravu veidošanos arī ekvatoriālajā un subekvatoriālajās joslās (Besler, 1987). Turklāt jaunākie Saules sistēmas planētu izpētes dati liecina par šo formu sastopamību arī uz citām planētām (Baker *et al.*, 1997; William *et al.*, 2003; Márquez *et al.*, 2005) un to pavadoņiem (Lorenz *et al.*, 2008). Tādējādi gravas kā reljefa formas ģeogrāfiski ir plaši izplatītas teritorijās ar atšķirīgiem ģeoloģiskajiem, reljefa un klimatiskajiem apstākļiem, kā arī dažādiem zemes lietojuma veidiem un daudzveidīgu veģetācijas segu.

Gravu erozija ir viens no spilgtāk izteiktajiem mūsdienu ģeomorfoloģiskajiem eksodinamiskajiem procesiem, kurš pārveido zemes virsu un negatīvi var ietekmēt cilvēka saimniecisko darbību. Nereti tieši cilvēka iejaukšanās un dabas kompleksu pārveidošana saimnieciskās darbības rezultātā veicina lineārās erozijas intensitāti, kas izjauc jau izveidojušos dabisko erozijas/akumulācijas līdzsvaru visos hidrogrāfiskā tīkla posmos

(Harvey *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 2003). Paātrināta augšņu noskalošana un gravu attīstība nosaka drupu materiāla ievērojamu apjomu nokļūšanu upju palienēs un gultnēs. Tā jau V. Lohtins 1897. gadā atzīmēja (Lokhtin, 1897), ka viens no galvenajiem upes transportētās cietās noteces avotiem ir nevis krastu un gultnes izskalošana, bet augšņu erozijas produkti, kuri no ūdensguves baseina virsmas tiek attransportēti ar bezgultnes plūsmu un gravu starpniecību.

Viens no darba svarīgākajiem uzdevumiem ir gravu kā fluviālas ģenēzes reljefa formu morfometriskā izpēte, tāpēc vispirms ir nepieciešams formulēt pētījumu objektu un izdalīt to no morfoloģiski līdzīgu formu (Dokuchyaev, 1878) ģenētiskās rindas.

Termins „gravu erozija” jeb „lineārā erozija” (angl. *gully erosion*) zinātniskajā literatūrā tika ieviests, lai apzīmētu īslaicīgu gultnes ūdensplūsmu izraisītu negatīvu lineāru reljefa formu veidošanās un attīstības procesu. Kā to jau 1877. gadā aprakstīja V. Dokučajevs (1877) un vēlākajos pētījumos daudzkārt uzsvēruši citi zinātnieki (piem., Horton, 1945; Kosov, 1984a; Leopold *et al.*, 1995; Knighton, 1998; Ahnert, 1998; Poesen *et al.*, 2003), gravu eroziju apskata kā vienu no fluviālo reljefu veidojošo procesu ķēdes posmiem. Gravu, kas ir lineārās erozijas forma, raksturo gultnes slīpums, kas pārsniedz augstāk novietotā ūdensguves baseina teritorijas virsas vidējo slīpumu, un nogāzē iegrauzta gultne (Zorina, 2006). Grava ir transporta "kanāls", pa kuru tiek pārvietots gan no ūdensguves baseina virsmas noskalotais (Poesen *et al.*, 2003), gan gravas gultnē un nogāzēs izskalotais drupu materiāls (Soms and Gruberts, 2008). Tāpēc grava vienlaicīgi ir ne tikai transporta "kanāls" tajā nonākušajam drupu materiālam, bet vienlaicīgi arī forma, kuras attīstības gaitā pieaug tās lejteces virzienā pārvietojamā materiāla daudzums. Ilgstošas attīstības gaitā gravas sasniedz tādu gultnes garumu, kurā erozijas procesu nomaina akumulācija, tāpēc gravas uzskatāmas ne tikai par transporta "kanāliem" dezintegrētajam drupu materiālam, bet arī par "buferzonām", kas uztver daļu ūdensplūsmu nestā materiāla un pasargā augstākas pakāpes hidrogrāfiskā tīkla posmus no intensīvas sanešu pieplūdes (Smith and Dragovich, 2008). Attiecinot augstāk minēto likumsakarību uz pētījumu teritoriju un balstoties uz autora novērojumiem, var pieņemt, ka dienvidaustrumu Latvijā transporta "kanāla" funkciju veic galvenokārt gravas, bet sengravas - "buferzonas" funkciju.

Attiecībā uz lineārās erozijas formu aprakstošo terminoloģiju, tad neskatoties uz ilgstošiem pētījumiem šajā jomā, starptautiski akceptēta vienota viedokļa, respektīvi, definīcijas, jautājumam par to, kas ir grava, pagaidām nav. Apkopojot pieejamajos

informācijas avotus, iegūts sekojošs pārskats par termina „grava” definīcijām (1.1.1. tabula, autora veikts sakārtojums hronoloģiskā secībā), te vajadzētu piezīmēt, ka šis saraksts nav pilnīgs un visaptverošs, bet izvēlētas raksturīgākās definīcijas un skaidrojumi, kas atspoguļo atšķirīgas pieejas lineārās erozijas veidotu formu klasifikācijā.

1.1.1. tabula. Pārskats par termina „grava” definīcijām
Table 1.1.1. Overview of definitions of term „gully”

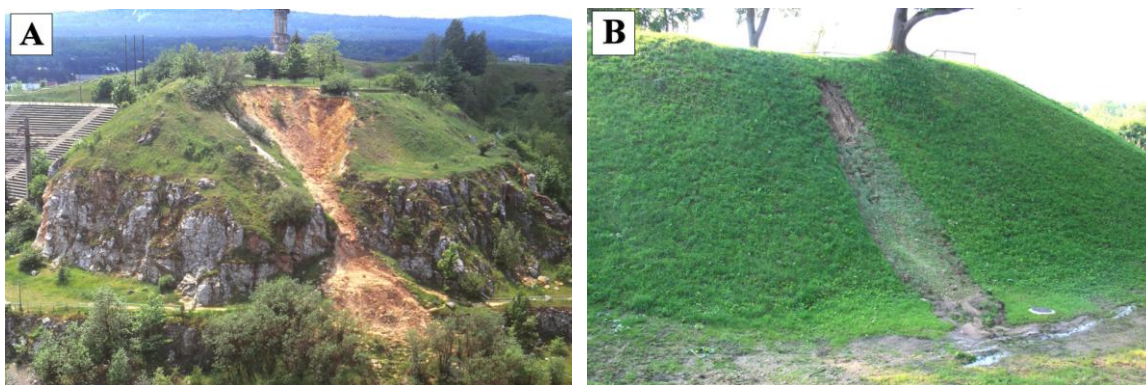
Publicēšanas gads	Definīcija un literatūras avots	Definīcijā ietvertie galvenie kritēriji				
		ģenēze	morfoloģija	novietojums	izmēri	sekas
1954	Neliela gultne, kuru izveidojis tekošs ūdens pēc atmosfēras nokrišņu izkrišanas (Webster's New International Dictionary, 1954) [aut. tulk.no angļu val.]	x	x			
1962	Izstiepts padziļinājums ielejas vai paugura nogāzē, ko izveidojis tekoša ūdens erozijas darbs (Die Entwicklungsgeschichte der Erde, 1962) [aut. tulk. no vācu val.]	x	x	x		
1965; atk.1988	Izskalojums (gultne) starp divām izteiktām, pretēji vērstām nogāzēm, kuru var daļēji aizpildīt, bet nevar pilnīgi nolīdzināt ar parasto aršanu (FAO, 1965; Merkel <i>et al.</i> , 1988) [aut. tulk. no angļu val.].		x	x		x
1977; atk. 1996	Iegrauzums nogāzē, kurš atšķirībā no izskalojumvagas pārsniedz 1 kv. pēdu lielu kritisko šķērsriezuma laukumu (Hauge, 1977; Vandaele <i>et al.</i> , 1996) [aut. tulk. no angļu val.].			x	x	
1978	Viegli izskalojama nogulumiežu izplatības apgabalos īslaicīgas, retāk nelielas pastāvīgas ūdensplūsmas veidota gultne ar stāvām nogāzēm; tā ir aktīva erozijas forma. (Geologicheskij slovarj, 1978) [aut. tulk.no krievu val.]	x	x	x		
1978	Negatīva lineāra reljefa forma, kas izveidojusies nelielos ūdensguves baseinos, izjaucot līdzsvaru dabas kompleksos dabisku vai (un) antropogēnu faktoru ietekmē, kuri pastiprina īslaicīgu virsmas plūsmu izskalojošo un transportējošo darbību vai kuri pavājjina augu segas aizsargājošo ietekmi. (Kosov, 1978) [aut. tulk.no krievu val.]	x	x	x		
1983	Dziļa stāvu nogāžu vāga, ko veido īslaicīgi tekošas ūdens straumes, rodas irdenu, viegli izskalojama iežu paaugstinātos līdzenumos un pauguros, kā arī vecgravu un iegravu nogāzēs [Latvijas padomju enciklopēdija, 1983]	x	x	x		
1983	Salīdzinoši dziļa gultne ar stāvām vai vertikālām nogāzēm, kas veidojusies izstieptā pazeminājumā, kurā līdz tam nav bijusi iegrauzta gultne; tās dziļums pārsniedz 1,5 m, platums 1 m, garums 30 m (IDNR, 1983) (aut. tulk.no angļu val.).	x		x	x	
1984	Nestabila, mainīga un erodējoša gultne, kas izveidojusies ielejas nogāzēs vai tās dibenā (Schumm <i>et al.</i> , 1984) [aut. tulk.no angļu val.]		x	x		
1984	Maza, bet dziļa gultne vai iegrauzums, ko veidojusi fluviālā erozija, un kurā nav pastāvīgas ūdenstece (Whittow, 1984) [aut. tulk. no angļu val.]	x	x			
1988	Negatīva, bieži vien sazarota erozijas reljefa forma ar stāvām nogāzēm, kuras veidošanās saistīta ar īslaicīgu, retāk nelielu pastāvīgu ūdensteču darbību (Geograficheskij enciklopedicheskij slovarj, 1988) (aut. tulk.no krievu val.)	x	x			

1991	Forma, kas veidojas erozijas procesa gaitā, ūdenim koncentrējoties gultnē un nelielā laika posmā izskalojot augsni un padziļinot gultni līdz ievērojama dziļumam no 0,5 – 1 m līdz pat 30 m (NRI-92, 1991) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i>	x			x	
1992	Tekoša ūdens veidots iegrauzums, parasti ar stāvām nogāzēm un izlīdzinātu vai plakanu gultni (Mayhew and Penny, 1992) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x	x			
1992	Īslaicīgu ūdens straumju iegrauzta dziļa, V-veida vaga, kas ātri attīstās augšteces virzienā paātrinātas augsnes erozijas gaitā (Strahler and Strahler, 1992) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x	x			
1993	Neregulāru ūdens plūsmu izraisītas erozijas gaitā veidojusies gultne ar šķēsgriezuma laukumu lielāku par 1 kv.pēdu (0.0929 m ²), kura var tikt aizpildīta, bet ne pilnīgi nolīdzināta, izmantojot tradicionālos zemes apstrādes paņēmienus (Poesen, 1993) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x			x	x
1993	Ūdens erozijas gaitā pa teces līniju veidojies iegrauzums augsnē, ko nosaka atklāti, dabiski vai mākslīgi veidoti drenāžas ceļi arumu vagās, dzīvnieku takās, tehnikas atstātās riteņu sliedēs, sējumu starprindās; šādi iegrauzumi nevar tikt nolīdzināti ar parastām augsnes apstrādes metodēm (Soil Survey Manual, 1993) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i> .	x		x		x
1993	Kanjonveidīgs iegrauzums ar stāvām nogāzēm, kura augšteces daļa progresīvi attīstītās virzienā pa nogāzi uz augšu (Bradshaw and Weaver, 1993) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>		x	x		
1995 atk. 2000	Vaga ar stāvām nogāzēm, kuru veido īslaicīgi tekošas ūdens straumes (retāk pastāvīgas nelielas intensitātes ūdens straumes). (Saltupe, 1995; Ancāne, 2000)	x	x			
1996	Ūdensplūsmu izraisītas strūklveida erozijas veidotas gultnes uz nogāzēm (Tarbuck and Lutgens, 1996) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x		x		
1996	Lineāra erozijas forma, (1) kura ir virsmas noteces hidrauliskās erozijas sekas, (2) ar šķēsgriezuma laukumu lielāku par 1 kv. pēdu, (3) veidojas vietās, kur virsmas notece koncentrējas apvidū, t.i., vai nu dabiskos drenāžas ceļos (ievalkos), vai gar mākslīgiem lineāriem ainavas elementiem, piem., tūrumu malām, lauku ceļiem, vagām un tml. (Vandaele <i>et al.</i> , 1996) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i> .	x		x	x	
1998	Tekošo ūdeņu veidota V-veida ieleja bez palienes un kurai raksturīga ātra attīstība augšteces virzienā (Press and Siever, 1998) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x	x			
1998	Augsnē, dažkārt pat cilmiezi ūdens erozijas veidota vaga, kuras nogāžu slīpums visumā ir tuvs nogāzes veidojošā materiāla maksimālajam slīpuma leņķim (Ahnert, 1998) <i>[aut. tulk. no angļu val.]</i>	x	x	x		
2001	Tekošo ūdeņu erozijas veidotas gultne, kuras garums pārsniedz 100 m, dziļums pārsniedz 3 m, nogāžu slīpums >50% un gultnes garenkritums >20% (Gully Assessment Procedures Guidebook, 2001) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i>	x			x	
2001	Erozijas ceļā veidojusies gultne, ko intensīvas lietusgāzes laikā vai uzreiz pēc tās izveido koncentrēta, bet neregulāra ūdens plūsma, pietiekami dziļa (> 0,5 m), lai būtu traucējoša un to nevarētu nolīdzināt ar parastām augsnes apstrādes metodēm (Glossary of Soil Science Terms, 2001) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i> .	x			x	x
2003	Lineāra forma, kas veidojas erozijas procesā sakarā ar to, ka notece akumulējas un bieži atkārtojas šaurā gultnē un, īsā laika posmā izskalo augsni šajā šaurajā gultnē līdz ievērojamam dziļumam (Poesen <i>et al.</i> , 2003) <i>[aut. tulk.no angļu val.]</i>	x	x			
2006	Lineāra erozijas veidota forma, kuras garums nav mazāks par 70 m, dziļums pārsniedz 1,5 m un kurai ir morfometriski izteikts sateces baseins (Zorina, 2006) <i>[aut. tulk.no krievu val.]</i>	x	x		x	

Augstāk minēto definīciju analīze parāda, ka termina „grava” saturā autori ietver galvenokārt ģenētiskās (piem. Kosov, 1978; Mayhew and Penny, 1992;) un morfoloģiskās (piem. Geologicheskij slovarj, 1978; Bradshaw and Weaver, 1993) pazīmes, atsevišķos gadījumos kā vērtēšanas kritēriji tiek izmantoti arī novietojums reljefā (Latvijas padomju enciklopēdija, 1983; Schumm *et al.*, 1984) un morfometriskie parametri (piem. Gully Assessment Procedures Guidebook, 2001; Zorina, 2006). Jāatzīmē, ka pēdējo no nosauktajiem kritērijiem, t.i. konkrētu morfometrisko robežvērtību izvēle ne vienmēr ir pamatota, izņemot gadījumus, kad to determinē gravas attīstības seku ietekme uz zemes lauksaimnieciskās apstrādes turpmākajām iespējām (FAO, 1965; Poesen, 1993).

Tabulā 1.1.1. iekļauto terminu skaidrojumu analīze parāda, ka gravas kā pētījumu objekta precīza definēšana ir problemātiska, kā tas tiek uzsvērts gravu erozijas procesiem veltītajās pārskata publikācijās (Harvey *et al.*, 1985; Poesen *et al.*, 2003). Šīs problēmas būtība ir saistīta ar to, ka gravas veidojas dažādu faktoru vai šo faktoru summārās darbības ietekmē fiziogēogrāfisko apstākļu ziņā atšķirīgos reģionos, teritorijās ar atšķirīgiem zemes lietojuma veidiem, virsmu veidojošajiem nogulumiem un augšņu tipiem (Poesen *et al.*, 2003). Tādējādi šīm lineārās erozijas formām ir raksturīga liela morfoloģiskā daudzveidība un ir diezgan komplicēti izveidot vienu, visaptverošu definīciju. Vienlaicīgi gravas kā pētījumu objektus ir nepieciešams nedefinēt un skaidri izdalīt kritērijus, kuri ļautu tās atšķirt no citām, morfoloģiski līdzīgām, bet veidojošo procesu ziņā atšķirīgām formām, piemēram, nogāžu procesu veidojumiem uz sauszemes (1.1.1. attēls) vai kontinentu šelfa un zemūdens nogāzes zonā (angl. *marine gullies*), tehnogēnas cilmes (meliorācijas grāvji) vai belligeratīvajām formām (ierakumi), vai arī ģenētiski līdzīgām, bet mēroga ziņā atšķirīgām formām, piemēram, izskalojumvagām un upju ielejām.

Nemot vērā augstāk minēto un balstoties uz 1.1.1. tabulā sniegtajiem termina „grava” skaidrojumiem, autors izveidoja savu definīciju, kas tika izmantota pētījumu objektu, t.i. gravu izdalīšanai citu, līdzīgu formu vidū pētāmajā teritorijā. Respektīvi, grava ir sniega kušanas vai lietus nokrišņu ģenerētas virszemes un/vai pazemes noteces laikā radušos īslaicīgu, koncentrētu ūdensplūsmu erodējošās darbības gaitā viegli izskalojamos iežos veidojusies lineāra, negatīva reljefa forma ar dziļumu $> 0,5$ m, kas var zaroties un kurai ir raksturīgs izteikts gultnes garenprofila vienvirziena kritums lejteces virzienā un stāvas nogāzes.



1.1.1. attēls. Gravām morfoloģiski līdzīgi, bet ģenēzes ziņā atšķirīgi eksogēno ģeoloģisko procesu veidojumi: noslīdeņa veidota lineāra forma nogāzē Keļcos, Polija (A) un plūdeņa veidota lineāra forma nogāzē pie Bauskas pils (B). Foto J. Soms 2006 (A) un 2009 (B)

Figure 1.1.1. Morphologically similar to gullies, but different by origin formations of exogenic geological processes: linear landform formed by landslide on the slope in Kielce, Poland (A), and linear landform formed by earthflow on the slope near the Bauska Castle. Photo J. Soms 2006 (A) and 2009 (B)

Lai gan šo definīciju nevar uzskatīt par pilnīgu, taču tajā ir atspoguļotas būtiskākās ģenētiskās (gravu veidojošie faktori), veidošanās (ietekmējošie faktori) un morfoloģiskās (forma un izmēri) pazīmes, kas ļauj gravas atšķirt no līdzīgiem, bet ģenētiski vai mēroga ziņā atšķirīgiem eksogēno ģeoloģisko procesu veidojumiem. Vienlaicīgi jāatzīmē, ka šo definīciju var attiecināt uz formām dienvidaustrumu Latvijā, kuras veidojušās holocēnā. Savukārt, lai noskaidrotu tās iespējamo pielietojumu senākos ģeoloģiskajos periodos vai epohās izveidojušos erozijas formu identificēšanai, ir nepieciešami papildus paleoģeomorfoloģiskie un paleoģeogrāfiskie pētījumi.

1.2. Gravų veidošanās un attīstība

Gravų veidošanās un attīstība ir sarežģīts ģeoloģiskais reljefa veidošanās eksogēnais process, kas visos gadījumos ir saistīts ar zemes virsmas un dziļāk esošo iežu izskalošanu īslaicīgu sniega kušanas un lietus ūdeņu plūsmu vai nelielu pastāvīgu pazemes ūdeņu plūsmu iedarbībā. Gravų erozijas iniciāciju nosaka vesela virkne faktoru, kuri detalāk apskatīti promocijas darba 4. nodaļā „Rezultāti un interpretācija”, taču galvenā loma gravų rašanās un attīstības procesā ir gultnes ūdensplūsmu darbībai, kas pilda trīs funkcijas (Kosov, 1984a):

1) iežu dezintegrēšana gultnē dziļumerozijas un sānu erozijas rezultātā un kā sekas tam gravas padziļināšanās, pagarināšanās (regresīvā erozija) un gultnes paplašināšanās;

2) gravitācijas izraisītu procesu stimulēšana gravas nogāzēs un virsotnē uz dziļumerozijas, sānu erozijas, gravas pagarināšanās un paplašināšanās rēķina;

3) erozijas un nogāžu procesu dezintegrētā drupu materiāla iznešana no gravas, kā rezultātā pieaug gravas tilpums.

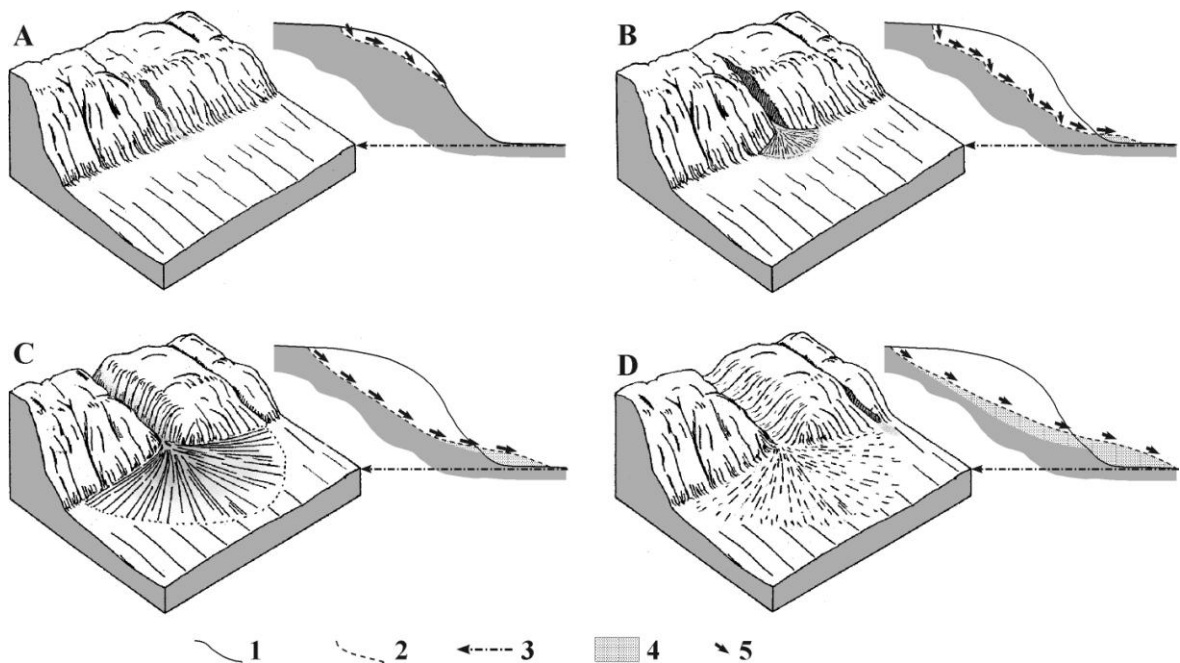
Dominējošā loma gravas attīstībā pieder erozijas procesiem, taču, līdztekus erozijai, nozīmīgi ir arī tādi eksogēnie ģeoloģiskie procesi kā noslīdeņi, plūdeņi, nobrukumi, sufozija un soliflukcija (Robinson *et al.*, 2000; Poesen *et al.*, 2003). Vienlaicīgi gravās un it sevišķi to lejteces daļās norisinās arī akumulācijas procesi (Kosov, 1984a; Sidorchuk, 1999). Tātad erozijas, nogāžu procesu un akumulācijas procesu summārā darbība veido gravas morfoloģiskās īpatnības – gultnes šķēršprofila un garenprofila formu, tās augšteces daļu (angl. *headcut*) un izneses konusu – kas atšķir to no citām konverģentām negatīvām reljefa formām – izskalojumvagām un ielejām.

Neskatoties uz to, ka gravu veidošanos klimatiski atšķirīgos ģeogrāfiskajos reģionos izraisa dažādi dabiskie un antropogēnie faktori vai šo faktoru mijiedarbība, tomēr visām šīm lineārās erozijas formām to turpmākajā attīstībā ir raksturīga kopēja ģeomorfoloģiskā likumsakarība, proti, virzība uz Dž. Haka definēto (1975) dinamiskā līdzsvara stāvokli ainavīdē. No tā izriet, ka gravas laiktelpiskā griezumā evolucionē tāpat kā citas morfoskulpturālās reljefa formas un to attīstībā var izdalīt stadijas (Harvey *et al.*, 1985).

Neskatoties uz gravu attīstības stadialitātes koncepcijas atzīšanu kopumā, pieeja gravu attīstības stadiju izdalīšanā pasaules zinātnieku saimē ir atšķirīga. Daudzi fluviālās erozijas pētnieki Rietumeiropā un Ziemeļamerikā parasti izdala divas stadijas – iegraušānās stadiju un aizpildīšanās stadiju (Ireland *et al.*, 1939; Poesen *et al.*, 2003; Istanbuluoglu *et al.*, 2003), šim viedoklim pievienojas arī viens no vadošajiem gravu erozijas pētniekiem Krievijā A. Sidorčuks (1999). Savukārt Austrumeiropas, Centrāleiropas un daži Rietumeiropas zinātnieki (piemēram, Schukin, 1960; Kosov, 1984a; Ahnert, 1998), pieturoties gravu erozijas pētījumu pamatlicēja V. Dokučajeva (1877) aprakstītajai lineārās erozijas norisei, gravu veidošanās un attīstības procesā izdala četrus posmus – sākotnējās iegraušānās stadiju, aktīvo stadiju, erozijas stabilizācijas stadiju un atmiršanas stadiju. Starp šīm divām viedokļu grupām nepastāv pretrunas vai kardinālas nesaskaņas, proti, atšķirība ir procesa apraksta detalizācijas pakāpē. Izdalot tikai divas gravu attīstības stadijas (piemēram, pēc Sidorchuk, 1999), faktiski sākotnējās iegraušānās stadija un aktīvā stadija tiek apvienotas vienā, t.i. iegraušānās stadijā, savukārt nākamās

divas stadijas - erozijas stabilizācijas stadija un atmiršanas stadija tiek apvienotas aizpildīšanās stadijā.

Tomēr no ģeomorfoloģiskā viedokļa, ņemot vērā dažādām attīstības stadijām raksturīgās gravu morfoloģijas un morfometrijas atšķirības, kuras viegli konstatēt lauka pētījumos (Kosov and Nikolskaya, 1984), korektāk tomēr pieturēties erozijas procesa iedalījumam četrās stadijās (1.2.1. attēls) – sākotnējā stadijā, aktīvajā stadijā, erozijas stabilizācijas stadijā un atmiršanas stadijā.




1.2.1. attēls. Gravas secīga attīstība, pēc Maldavs *et al.*, 1981 un Ahnert, 1998 ar autora papildinājumiem.


A = sākotnējā stadija; B = aktīvā stadija; C = erozijas stabilizācijas stadija; D = atmiršanas stadija. 1 = nogāzes garenprofils; 2 = gravas gultnes garenprofils; 3 = vietējais erozijas bāzes līmenis; 4 = proluviālie nogulumu un to veidots iznesu kons; 5 = ūdensplūsmu virziens (aut. zīm.)

Figure 1.2.1. Successive development of gully, after Maldavs *et al.*, 1981 and Ahnert, 1998 with additions by the author

A = initial stage; B = stage of active incision; C = stage of erosion stabilization ; D = stage of infilling and transition to dry valley. 1 = slope longitudinal profile; 2 = gully channel longitudinal profile; 3 = local base level; 4 = colluvial sediments and fan; 5 = direction of water flow

Sākotnējā stadijā atmosfēras nokrišņu, sniega kušanas ūdeņu, retāk pazemes ūdeņu plūsmas nogāzes krituma virzienā izskalo nelielu, dažus cm vai dažus desmitus cm dziļu (līdz 0,5 m), taisnvirziena vai vāji līkumotu izskalojumvagu, kas nerasniedz nogāzes pakāji. Erozijai labvēlīgos apstākļos izskalojumvagai padziļinoties un pārsniedz 0,5 m dziļumu, tā pārvēršas nelielā gravā, kuras augštece vēl nešķēļ nogāzes kroti (1.2.1. un

1.2.2. attēls A). Gravai attīstoties kohezīvā materiālā, šajā stadijā tai ir raksturīgs  - kastes veida vai trapecveida šķērsprofils, bet irdenā materiālā – V-veida šķērsprofils, gravai ir izliekts garenprofils, kas visumā atkārtot nogāzes profilu un tās gultnes garums ir līdz 50% no nogāzes garuma.

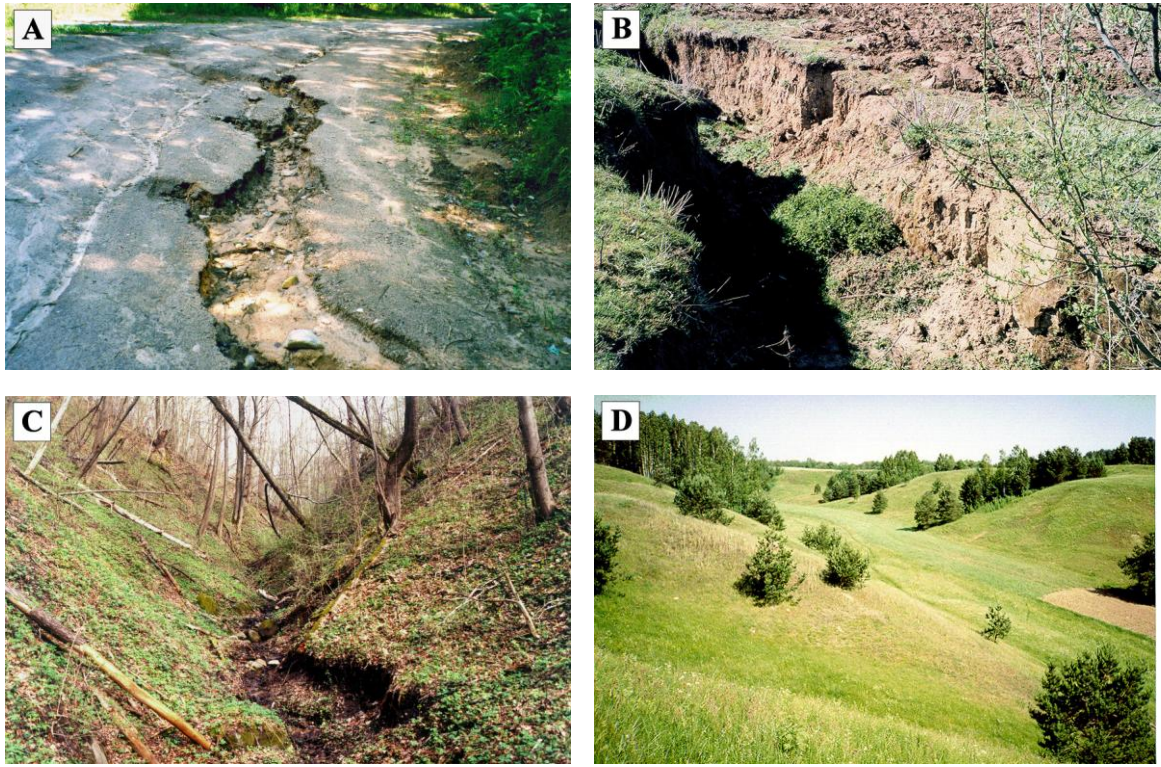
Aktīvajā stadijā ūdensplūsmu izskalojošās darbības rezultātā nelielā grava padziļinās un pagarinās gan pa nogāzi uz leju, gan arī regresīvās erozijas ceļā pagarinās pa nogāzi uz augšu līdz augšējai nogāzes krotei, šķērso to un iegrauzas nogāzei pieguļošajā teritorijā. Gravai kļūstot garākai, veidojas arī sānu atzarojumi, dažviet ar stāvām brūkošām kraujām, gravas garenprofils veido izliektu līkni ar kāplēm un ir maz saistīts ar nogāzes profilu. Gravas gultnes garums sasniedz vai pārsniedz nogāzes garumu, tās šķērsprofils ir  - veida (kastes veida), trapecveida vai V-veida, nogāzes subvertikālas vai stāvas, bez velēnu segas ar krasi izteiktu kroti; gravas lejas daļā veidojas erodētā materiāla (prolūvija) iznesu konuss. Gravas iegraušānās dziļumā turpinās, līdz tā sasniedz erozijas bāzes līmeni - uztverošās upes, ezera vai sengravas ievalka līmeni, vai arī nogāzes pakāji (1.2.1. un 1.2.2. attēls B).

Erozijas stabilizācijas stadijā gravā dziļumerozijas procesus pakāpeniski nomaina sānu erozija. Krastu izskalošana aktivizē nogāžu procesus - noslīdeņus, noplūdeņus, nobrukumus, soliflukciju, kas savukārt izraisa gravas šķērsprofila paplašināšanos. Gravas augšteces daļā šķērsprofils vēl ir V-veida, bet vidusdaļā un lejteces daļā tas iegūst lēzenāku trapecveida vai U-veida formu. Nogāzēm kļūstot lēzenākām, uz tām sāk veidoties veģetācijas sega un noapaļojas krote. Prolūvijs sāk izgulsnēties arī gravas gultnē, garenprofils pakāpeniski iegūst ieliektas līknes formu (1.2.1. un 1.2.2. attēls C).

Atmiršanas stadijā gravas garenprofils sasniedz līdzsvara stāvokli un gultni klāj prolūvijs un no nogāzēm noskalotais delūvijs. Nogāzes kļūst vēl lēzenākas un izlīdzinātākas, pamazām apaug ar zāli, krūmiem un kokiem, šķērsprofils visā gravas garumā iegūst lēzenu U-veida formu (1.2.1. un 1.2.2. attēls D). Šādas aizaugušas gravas sauc par sengravām jeb balkām.

Pēc atmiršanas, pateicoties erozijas procesu norisei sengravu sateces baseinos un erozijas produktu pārnesei uz sengravām ar īslaicīgu ūdensplūsmu starpniecību, ģeoloģiskajā laikā turpinās nogulumu akumulācija, līdz sengravas tiek gandrīz pilnīgi aizpildītas un pārvēršas par ļoti vāji izteiktiem reljefa elementiem (Harvey *et al.*, 1985; Vanwalleghem *et al.*, 2005c). Tomēr, kā to vēl XIX gs. ir atzīmējis fluviālās erozijas ģenētiskās rindas „izskalojumvaga – grava – sengrava – ieļēja” koncepcijas pamatlicējs V.

Dokučajevs (1878), noteiktos apstākļos, aktivizējoties erozijai jau atmirušās formās, sengravas var transformēties par ielejām.



1.2.2. attēls. Gravu erozijas reljefa formas dažādās attīstības stadijās. A = gravas veidošanās pēc lietusgāzes, Jaunborne; B = gravas aktīva iegraušānās apstrādātā nogāzē, Dvietes pagasts; C = erozijas procesu apīmšana un veģetācijas segas izveidošanās gravas nogāzē, Adamova, Krāslava; D = sengrava ar aizpildītu gultni un pilnīgi izveidojušos velēnu segu, Slutišķi, Naujenes pagasts. (Foto J.Soms)

Figure 1.2.2. Gully erosion landforms in different stages of development. A = development of new gully resulting from intense rainfall, Jaunborne; B = active incision of gully on tilled slope, Dviete municipality; C = decreasing of erosion and formation of vegetation cover on gully slopes, Adamova, Krāslava; D = dry valley or *balka* with infilled channel and well-developed turf cover Slutišķi, Naujene municipality.

Balstoties uz iepriekšēji minēto gravu attīstības stadialitātes koncepciju un katrai stadijai raksturīgajām ģeomorfoloģiskajām iezīmēm, promocijas darbā tika veikta gravu morfoģenētiskā klasifikācija (skat. 4.1. nodaļu) dienvidaustrumu Latvijā. Vienlaicīgi atziņa, ka katra gravu attīstības stadija atspoguļo arī šo formu vecumu, promocijas darbā tika izmantota, lai veiktu gravu erozijas tīkla un atsevišķu formu iespējamā veidošanās laika pētījumus un identificētu sengravas kā piemērotākos „ģeohārvus” šādu pētījumu realizācijai.

1.3. Gravu erozijas reljefa pētījumi Latvijā

Reljefa formu pētījumiem Latvijā dabaszinātnieki pievērsušies jau no 18. gadsimta otrās puses. Pirmo vispārīgo reljefa aprakstu autori ir vācu zinātnieki A.Hupels (Hupel, 1774), J.Fišers (Fischer, 1778; 1791). Nedaudz vēlāk – 19. gadsimta sākumā publicētajos darbos doti arī dažu reljefa formu hipsometriskie rādītāji. Taču dabas pētnieku zinātnisko interešu lokā nenonāk lineārās erozijas procesu veidotās reljefa formas. Arī vēlākajos gados, Tartu universitātes profesora K.Grēvinka publikācijās par reljefa formu izcelšanos Latvijā (Grewingk, 1861; 1879) un B. Dossa 19. gadsimta beigū publikācijās par reljefu, tajā skaitā par Daugavas ielejas lelasteces posma terasu veidošanās pētījumiem (Doss, 1896), nav apskatīti nedz gravu veidošanās un attīstības jautājumi, nedz to morfoloģija un morfometrija.

Latvijas brīvvalsts periodā tiek rīkotas ekspedīcijas, notiek plaši ģeomorfoloģiska rakstura pētījumi un tiek uzkrāts daudz plašāks faktū materiāls par Latvijas reljefu, tai skaitā arī par gravu erozijas veidotām formām. Daļa no šīs informācijas tika ietverta grāmatās „Venta un Abava”, „Daugava” un „Gauja”, kuras tika izdotas tolaik populārajā apgāda „Valters un Rapa” sērijā „Jaunais zinātnieks”. Pirmajā no nosauktajām grāmatām, J. Delle (1932), raksturodams Ventas un Abavas upju ielejas, piemin arī gravas kā savdabīgu ainavas un reljefa elementu Kurzemē, taču sīkāk nepakavējas pie to ģenēzes un morfoloģijas. Arī zinātnieku pētījumos par Daugavas ieleju, kuri apkopoti grāmatā „Daugava” (Sleinis *u.c.*, 1933), kā raksturīgas ielejas nogāžu formas upes tecējuma Piedrujas - Daugavpils posmā tiek minētas gravas (*cit.* 21.lpp.): „Dziļās sāngravas ir ļoti raksturīgas šim Daugavas posmam. Dažās varenās sāngravas tek tikai mazi strautiņi. Laikam dažas dziļās sāngravas jau izveidojušās zem šļūdoņa ledus (subglaciālas lejas).” K. Ašmanis (1937), aprakstot Gaujas ielejas reljefu, sniedz ieskatu arī gravu ģenēzē (*cit.* 29.lpp.): „Gaujas stāvajos krastos pavasara plūdus daudz vietās izmirkušā smilšakmenī attīstās dziļas gravas gluži jaunās vietās. Jo stāvāks kritums šādai grupai, jo straujāki viņa iet dziļumā, šādas gravas parasti bagātas ar svaigu iežāju nobrukumiem vai šļūcēm un alām. Reizēm šļūces aizdambē upi un traucē plostošanu, tad tās jāsaspridzina.”

I.Sleiņa pagājušā gadsimta 30-jos gados veiktie pētījumi par Latvijas reljefu tiek apkopoti un 1936. gadā tiek izdoti krājumā “Latvijas zeme, daba un tauta”. Šajā krājumā, nodaļā “Latvijas reljefs” gravas tiek apskatītas kā tekošo ūdeņu veidotās reljefa formas (Sleinis, 1936a) un gravu izvietojums Latvijas lielāko upju atsevišķos posmos

(Sleinis, 1936b). Vienlaicīgi jāatzīmē, ka arī šajā darbā netiek apskatīti tādi būtiski jautājumi kā gravu veidošanās un morfometrija.

V.Pērkona raksts “Jauns spēcīgs erozijas gadījums Latvijā” žurnālā “Daba un zinātne” (1936) ir Latvijas brīvvalsts laika vienīgā publikācija, kurā tiek apskatīta gravu erozija, kā arī raksturoti dziļumerozijas ātrumi, gravu morfometrija un attīstības īpatnības. Savā rakstā autors apskata jaunas gravas attīstības procesu Salacas kreisajā krastā pie Staiceles, pie Siliņu mājām, ko izraisījusi notekgrāvja izveidošana nepārdomātas meliorācijas gaitā. Pirmā gada laikā gravas dziļums pieaudzis no 1,5 m līdz 15 m, platums no 4 m līdz 20 m. Pēc intensīvām rudens lietavām gravas gultne mēneša laikā padziļinājusies par 1,3 m, Divu gadu laikā gravas garums sasniedzis ≈ 200 m. Rakstā autors pieskaras arī gravu erozijas ģeoloģiskajam aspektam, proti, raksturoti formveidojošie ieži (7 – 8 m biezs pelēkbrūna, akmeņaina morēnas smilšaina māla slānis) un zem tiem nelielā dziļumā izvietotie pamatieži (vidusdevona Burtnieku svītas smilšakmens). Šāds iežu sagulums, saskaņā ar autora novērojumiem, ir veicinājis regresīvo eroziju un gravas strauju augšanu ūdensšķirtnes virzienā. Tajā pašā rakstā autors uzsver arī ģeomorfoloģiskā faktora, t.i. gultnes lielā garenkrituma (12%) veicinošo lomu gravas attīstībā.

Pagājušā gadsimta 50. līdz 70-jos gados, neskatoties uz intensīviem un plašiem reljefa pētījumiem, tika iegūts un fiksēts relatīvi maz fakto materiāla par gravu erozijas veidotajām reljefa formām, to ģenēzi, izvietojumu, morfometriju un morfoloģiju. Šajā periodā gravu izpēte notiek kā papildus novērojumu veikšana, cita rakstura ģeoloģisko, ģeomorfoloģisko vai hidroģeoloģisko pētījumu gaitā. Veicot Daugavas ielejas ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko izpēti posmā no Drisas līdz Ilūkstei, P.Liepiņš un M. Krūkle (1953) savā pārskatā sniedz informāciju arī par gravu erozijas veidoto reljefu. P.Liepiņš raksta (*cit.* 5. un 21.lpp.): “Izpētes rajonā, sevišķi no Krāslavas līdz Daugavpilij, Daugavas pamatkrasts gravu saposmots un atgādina augstus paugurus. [...] Daugavas un tās lielāko pieteku ieleju apkārtnē izveidots spēcīgs erozijas reljefs, piemēram, no Piedrujas, Krāslavas un Sandarišķiem uz ziemeļiem. Šī erozijas reljefa attīstības cēloņi ir daudzās gravas. To attīstības intensitāti galvenokārt iespaidojis noteces lielums, reljefs un iežu litoloģiskais sastāvs. No gravu tipiem visvairāk izplatītas ir ieleju un siles veidu gravas. Pa vairākām siles veida gravām tek strautiņi, piemēram, Daugavas kreisajā pusē starp Lasenbeku un Judovku. Dažas gravas atgādina subglaciālās vagas, jo to ieplakās ir ezeru virknes, piem., Daugavai posmā no Piedrujas līdz Krāslavai. Vērojama arī jaunu gravu veidošanās, vai nu kur ielejas nogāzēs iztek avoti, vai arī kur to veicina cilvēku darbība,

piem., izrokot grāvjus, ierīkojot ceļus, kuru virziens no apkārtnes uz Daugavas ieleju. Sīku gravu klasificēšanu un aprakstu sniegšu, izstrādājot šo nodaļu vēlāk.” Diemžēl turpmākajos pētījumos autors nav pievērsies lineārās erozijas formu sīkākai izpētei. Tomēr ne visi šie novērojumi turpmāk apstiprinājās un P.Liepiņa minējums par ļoti lielām gravām Daugavas ielejas posmā no Piedrujas līdz Krāslavai, kuras atgādinot subglaciālās iegultnes ir nepareizs, jo G.Eberhards (1972a), raksturodams šo upes ielejas posmu, vadoties no minēto negatīvo formu morfoloģijas un ģenēzes, apraksta tās kā ledāja kušanas ūdeņu noplūdes lejas vai kā reālas subglaciālās iegultnes un ierindo tās glaciofluviālā reljefa ģenētiskajā apakšgrupā.

Nepietiekamas izpētes veidotais faktu materiāla trūkums saglabājas līdz pagājušā gadsimta 70.gadu vidum, to viegli konstatēt tā laika publicētajos apkopojos zinātniskajos izdevumos. Tā A. Mutuls un A. Zobena (1961), raksturojot eksogēnos procesus, saistībā ar fluviālo eroziju piemin tikai upju ieleju attīstību, gravu erozija kā nozīmīgs denudācijas faktors netiek minēta. Jānorāda, ka gravu „neesamība” skaidrojama nevis ar to, ka tās kā reljefa formas Latvijā nebūtu sastopamas, bet gan ar pašu autoru pieminēto eksogēno procesu nepietiekamas izpētes pakāpi (cit.): „Mūsu republikas teritorijā noritēšos fiziski ģeoloģisko procesu analīzi apgrūtina ziņu trūkums par procesu dinamiku un to kvantitatīvo pusi.” Arī A. Jaunputniņš (1975), raksturojot tekošo ūdeņu erozijas veidoto reljefu, sniedz informāciju tikai par upju ielejām, bet gravas kā reljefa formas nav pat pieminējis. Nedaudz vēlāk J. Straume (1979) nepareizi norāda uz gravu kā reljefa formu reto sastopamību, tajā pašā laikā šīs nodaļas autors arī atzīst, ka šī reljefa formu grupa ir ļoti vāji izpētīta.

Arī speciālajos izdevumos, kuri tika veltīti augsnes erozijas procesu norises likumsakarībām Latvijā (Puķe, 1953; Stalbovs, 1974), gravu erozija tiek raksturota kā Latvijas teritorijai netipisks process (Puķe A.: 6.-23.lpp.) vai kā maz izplatīta parādība (Stalbovs R.: 6.-26.lpp.). Tā pēdējais no minētajiem autoriem savā darbā raksta, ka gar Gaujas un Daugavas senleju krastiem ir sastopamas aprimušas senas gravu erozijas formas, tāpat tās vērojamas plašu platoveida pauguru nogāzēs. Līdzīgi arī vēlākajos izdevumos par eroziju lauksaimnieciski apstrādājamās platībās (Šķiņķis, 1992), lineārā erozija tiek ierindota reti sastopamu procesu kategorijā.

Zināms pavērsiens pētījumu detalizācijā vērojams kopš pagājušā gadsimta 70.gadu beigām, kad uzsākot atsevišķu dienvidaustrumu Latvijas reģionu ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko kartēšanu mērogā 1 : 50 000, kā arī veicot Latvijas lielāko upju ieleju ģenēzes un morfoloģijas izpēti, tiek aprakstītas gravu erozijas reljefa formas. Te jāmin, ka

lineārās erozijas formas (galvenokārt gravas) kā ģeomorfoloģiski objekti un ainavu elements ir diezgan plaši pētītas Gaujas senielejā (Āboltiņš, 1971; Āboltiņš un Eniņš, 1979; Venska, 1982; Saltupe, 1982; Eberhards, 1985), salīdzinoši mazāk Daugavas ielejā (Eberhards, 1985; Eberhards, 1991). Tā O.Āboltiņš (1971; 1979), veicot Gaujas senielejas izpēti, norāda uz gravu erozijas visvairāk saposmotajiem upes ielejas posmiem starp Miegupīti un Lorupi, pie Siguldas, kā arī Braslas un Daudas upīšu ietekām. Runājot par pēdējo, autors norāda, ka šajā samērā īsajā posmā ielejas nogāzes un arī piegulošā līdzenumu josla ir tik ļoti sengravu izvagota, ka gandrīz pilnībā zaudējusi sākotnējo izskatu. Tāpēc O.Āboltiņš izdala tā saucamo Piegaujas erozijas reljefa joslu, kurā, saskaņā ar autora rīcībā toreiz esošajiem datiem, gravu tīkla biezums ir vislielākais Latvijā un sastāda 2 līdz 2,2 km km⁻² (Āboltiņš un Eniņš 1979). Vēlākajās publikācijās autors (Āboltiņš, 1995a) norāda, ka visizteiksmīgākais lineārās erozijas tīkls izveidojies Gaujas kreisajā krastā pie Nurmīžiem, kur konstatēts lielākais gravu tīkla biezums Latvijā, proti, 2,2 – 2,4 km km⁻². Ir jāpiezīmē, ka promocijas darba autora pētījumi parāda, ka atsevišķās vietās Latvijas DA daļā, konkrēti – Daugavas ielejā Indras pazeminājuma robežās un pie Sproģiem, gravu tīkla biezums sasniedz pat 4 km km⁻² (Soms, 2006a)

Savos pētījumos O.Āboltiņš apskata arī gravu tīkla veidošanās laiku, to piesaistot Gaujas virspalu terašu veidošanās cikliem. Saskaņā ar O. Āboltiņa datiem (1979), plašais un sazarotais gravu tīkls Gaujas senleņķā sācis veidoties pleistocēna beigās, vēlajā driasā, pirms 10 600 – 10 000 gadiem, par ko liecina vērienīgie sengravu iznesu konusi, kas senielejas otrās un trešās terases līmeņos vietām labi saglabājušies arī vēl tagad. Kopumā, jautājums par gravu veidošanās laiku Latvijas teritorijas dažādās daļās ir viens no neskaidrākajiem un vienlaicīgi arī viens no nozīmīgākajiem paleoģeogrāfisko rekonstrukciju ķēdes posmiem. Veicot gravas iznesu konusu veidojošo slāņu atseguma izpēti Gaujas senielejā pie Siguldas, B.Saltupe (1982) ir ieguvusi radioaktīvā oglekļa datēšanai izmantojamus organiskās vielas paraugus. Šo paraugu absolūtā vecuma noteikšana, kas tika izdarīta Igaunijā, uzrādīja 4620±60 (TA-1334) gadi iznesu konusa pamatā un 4470±70 (TA-1335) gadi iznesu konusa vidusdaļā. Korelējot iegūtos datus ar kvartāra stratigrāfisko shēmu, autore norāda uz subboreālā laikposma sākumu kā uz gravas veidošanās un proluviālā konusa veidošanās laiku.

Apskatot jautājumu par mūsdienu eksogēno ģeoloģisko procesu norises izpēti pakāpi Latvijā, B.Saltupe un G.Eberhards (1982), norāda, ka nogāžu procesu komplekss, tai skaitā arī gravu erozijas norises likumsakarības Latvijā ir maz pētītas, tāpat kā maz

pētītas ir gravu erozijas veidotās reljefa formas. Tiek uzsvērts, ka šo jautājumu noskaidrošanai ir ne tikai ekonomiska nozīme (preterozijas pasākumu veikšana), bet arī paleogeogrāfiska un paleohidroloģiska nozīme.

Publicējot pētījumu datus par mūsdienu ģeoloģiskajiem procesiem Gaujas Nacionālā parka teritorijā, V.Venska (1982) apraksta arī gravu veidošanos un attīstību, ko nosaka pazemes ūdeņu darbība (sufozija) un nogāžu procesi (noslīdeņu un avotcirku veidošanās), tiek pieminēti arī jautājumi par teritorijas ģeoloģisko uzbūvi kā par gravu erozijas procesu veicinošo faktoru. Kopumā šajā pētījumā ir ievietota būtiska informācija par sufozijas procesu, hidroģeoloģijas, teritorijas ģeoloģiskās uzbūves un cilvēka saimnieciskās darbības ietekmi uz lineārās erozijas procesu norisi un gravu reljefa veidošanos Gaujas Nacionālā parka teritorijā tekošo upju ieleju nogāzēs.

Latvijas PSR Ģeoloģijas pārvalde 1984. gadā laiž klajā karšu sēriju „Geologiya Latvijskoi SSR”, kā arī šo karšu paskaidrojuma tekstu. Tajā J. Straume (1984) sniedz informāciju par gravām un erozijas reljefa formu ģeogrāfisko izvietojumu. Līdzīgi kā O. Āboltiņš (Āboltiņš un Eniņš, 1979), autors akcentē gravu erozijas saposmotās nogāzes Gaujas senlejas posmā starp Cēsīm un Siguldu, tiek norādīts uz meliorācijas sistēmu ierīkošanas lomu erozijas procesu aktivizēšanā aprīmušajās gravās, kā arī saistībā ar lauksaimnieciski apstrādājamajām zemes platībām piemin gravas, kurām ir periodisks veidošanās raksturs. Mūsdienu skatījumā tā ir pirmā publikācija, kur tiek minēts, ka Latvijā veidojas efemērās gravas (Straume, 1984).

Fragmentāri dati par gravu erozijas veidotu reljefu tiek sniegti arī Latvijas Ģeoloģijas pārvaldes rīkoto ģeoloģiskās un ģeomorfoloģiskās kartēšanas ekspedīciju atskaitēs. Tā P. Sveržinska ar autoriem pārskatā (1958) un V.Juškeviča, L.Vihotj un A.Vozvišajeva pārskats (1978) par mūsdienu ģeoloģiskajiem procesiem Daugavpils rajonā tiek atzīmēts, ka Daugavas, kā arī Kumpotas, Jāņupes, Ilūkstes, Laucesas upju ieleju atsevišķos posmos nogāzes ir gravu saposmotas. Saskaņā ar autoru atzinumu sevišķi blīvs gravu tīkls novērojams Daugavas ielejas Sargelišķu – Daugavpils posmā un Augšzemes augstienes nogāzēs Jaunsventes apkārtnē. Gravas ir V-veida un veido sazarotu tīklu. Mūsdienu reljefā gravu erozijas procesa pēdas novērojamas tikai gravu augšteces daļās gadījumos, kad tiek iznīcināta veģetācija.

Pārskatā par komplekso hidroģeoloģisko un inženierģeoloģisko kartēšanu melioratīvās celtniecības vajadzībām Preiļu rajona DA daļā, M. Uļģis ar līdzautoriem (1983) nodaļā par mūsdienu ģeoloģiskajiem procesiem apskata arī gravu eroziju un tās

veidotās formas. Autori atzīmē, ka kartējamajā teritorijā lielākā daļa gravu ir pilnīgi aprimušas vai arī funkcionē tikai lietus laikā un atrodas atmiršanas stadijā. Pārskatā arī uzskaitīti faktori, kuri veicinājuši gravu attīstību, par tādiem izdalīti, pirmkārt, tas ir reljefa saposmojums, kurš sevišķi spilgti izpaužas platoveida pauguru un subglaciālo iegultņu izvietojuma vietās, kā arī atsevišķos Dubnas ielejas posmos. Kā otru svarīgāko gravu attīstību veicinošo faktoru autori piemin nogāzes veidojošā materiāla litoloģiju, t.i. teritorijas ģeoloģisko uzbūvi. Par cik kartējamajā teritorijā mezoformu nogāzes veido morēnas un glaciolimniskie smilšaini māli, kā arī glaciolimniskas un glaciofluviālas ģenēzes smilšainie nogulumi, tas rada labvēlīgus apstākļus izskalošanas procesiem. Kā trešo svarīgāko faktoru autori min mikroreljefa īpatnības. Dabiskas un mākslīgas cilmes mikroreljefa pazeminājumi, kas vērsti lejup pa nogāzi, veicina sniega kušanas ūdeņu un lietus ūdeņu koncentrēšanos, kas savukārt izraisa strūklveida eroziju.

O. Aleksāns ar līdzautoriem (1991), sastādot pārskatu par komplekso hidroģeoloģisko un inženierģeoloģisko kartēšanu melioratīvās celtniecības vajadzībām Rēzeknes un Ludzas rajonu centrālajā daļā, 7.2.1.4. nodaļā "Ovragoobrazovaniye", apskata gravu izvietojumu kartējamajā teritorijā. Autori izdala 5 gravu izvietojuma apgabalus: 1) Latgales augstienes ZR-daļā, apdzīvoto vietu Gala-Čakši, Jaunsloboda, Malinovka, Audriņi, Plasi, Labvārži apkārtnē, kur sastopamai platoveida pauguri; 2) Latgales augstienes R nogāzes šķērsojošo upju ieleju atsevišķos posmos; 3) Latgales augstienē apdzīvoto vietu - Gori, Rītiņi u.c. - apkārtnē, kur sastopami morēnas lielpauguri; 4) Latgales augstienes daļā uz R no apdzīvotas vietas Tugi, Verhnij Snizin ezera dienvidu piekrastē; 5) atsevišķos Latgales augstienes nogāžu stāvos posmos apdzīvoto vietu - Kozari, Kokarvieši u.c. - apkārtnē. Autori atzīmē, ka kartējamajai teritorijai raksturīgas atmirušās gravas, un ka jaunu gravu veidošanās nav novērojama. Gravu nogāzes klāj velēnas sega, bieži vien tās ir apaugušas ar krūmiem un kokiem. Bet V. Juškevičs (1992), veicot ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko kartēšanu atsevišķās Austrumlatvijas teritorijas daļās mērogā 1 : 200 000, apzinājis gravu izplatības areālus, kuri atzīmēti mūsdienu ģeoloģisko procesu kartē.

G.Eberhards (1991; 1996). pagājušā gadsimta 90. gados atkārtoti pievēršoties Daugavas ielejas ģenēzes un reljefa jautājumiem saistībā ar dabas parka „Daugavas loki” veidošanu un Augšdaugavas dabas vērtību saglabāšanu, ieskicē Krāslavas – Naujenes posma nogāžu raksturīgo iezīmi, proti – lielo daudzumu gravu. Autors arī atsevišķi izceļ karengavas kā morfoloģiski un paleoģeogrāfiski interesantus objektus.

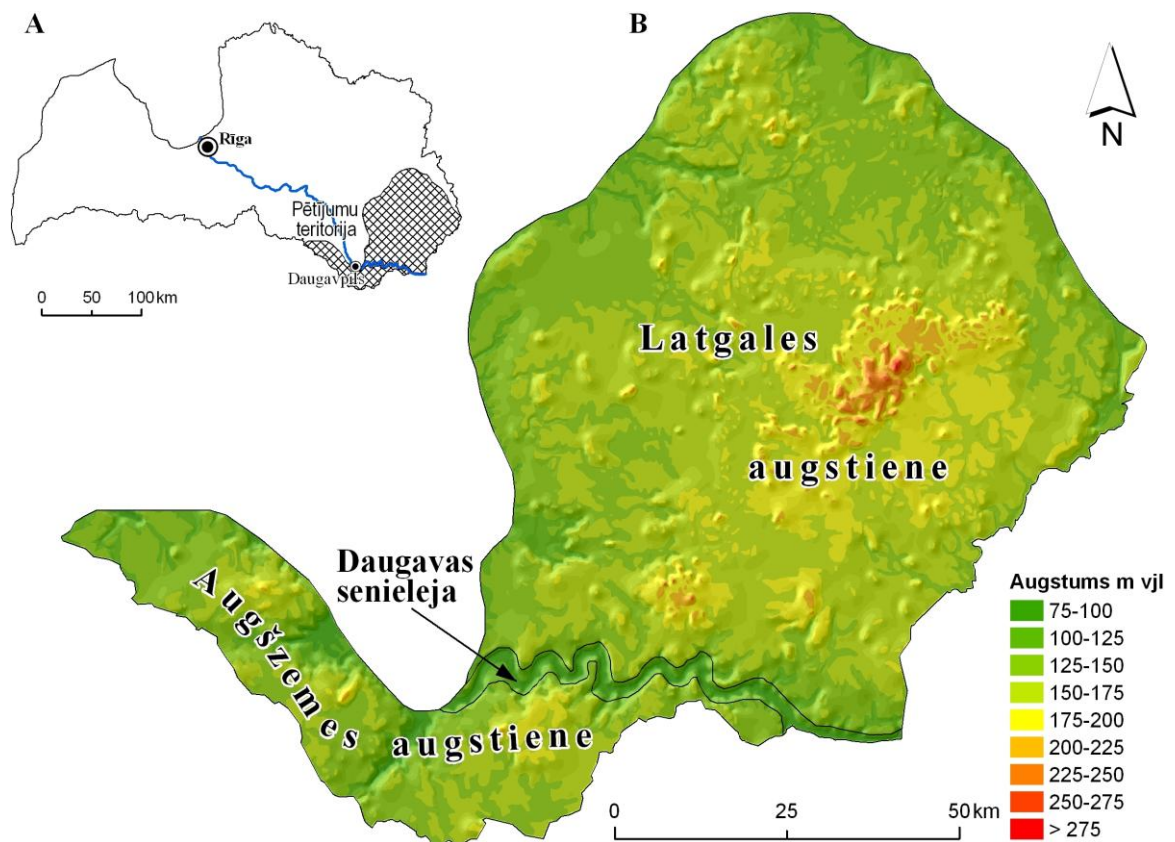
Izvērtējot Latvijas teritorijas ģeoloģiskās un ģeomorfoloģiskās izpētes gaitā uzkrāto faktu materiālu, konstatējams, ka gravu erozijas veidotā reljefa pētījumi Latvijā ir uzsākti jau sen un vairāk nekā 80 gadu periodā daudzi zinātnieki ir pievērsuši uzmanību gravām kā Latvijas reljefa un ainavvides elementam. Taču pētījumi veikti ar dažādām metodēm un tāpēc nav tieši salīdzināmi, nav arī detalizētu, tieši gravām veltītu pētījumu. Līdz ar to arī dati par gravām kā reljefa formām ir fragmentāri un nav pietiekoši nedz to dziļākai analīzei un vērtējumam, nedz gravu veidošanās procesu un to ietekmējošo faktoru noteikšanai.

Kopsavelkot jāatzīst, ka īslaicīgu ūdensplūsmu izraisītās lineārās erozijas norises likumsakarības, kā arī tās rezultātā veidotās reljefa formas, to ģenēze un izvietojuma likumsakarības, morfometrija un morfoloģija gan Latvijā kopumā, gan tās DA daļā ir izpētītas vāji un trūkst plašu, kompleksu ģeoloģisku un ģeomorfoloģisku pētījumu par šo reljefa formu grupu.

Balstoties uz iepriekšēji minēto autoru publicētajos darbos, kā arī ģeoloģiskās izpētes rezultātus apkopojošajās atskaitēs iegūto informāciju par gravu ģeogrāfisko izplatību Latvijā, mūsu valsts dienvidaustrumu daļu var uzskatīt par teritoriju, kurā varētu realizēt gravu erozijas procesu un to veidotā reljefa pētījumus. Ņemot vērā, ka šajā teritorijā ir gan glaciālās reljefa grupas atšķirīgas lielformas, t.i. marginālā tipa Augšzemes augstiene (Āboltnišs, 1989; Āboltnišs, 1994b) un salveida glaciostrukturāli akumulatīvā tipa Latgales augstiene (Āboltnišs, 1989; Āboltnišs, 1995b), gan ievērojams skaits dažādas ģenēzes pozitīvo un negatīvo vidējformu, respektīvi, upju ielejas un ielejveida pazeminājumi (Eberhards, 1972a), subglaciālās gultnes un vagas (Eberhards, 1972b), platoveida pauguri, pirmmasīvpauguri un morēnas lielpauguri (Āboltnišs, 1989), kuru visu nogāzēs ir izveidojušās un var veidoties gravas, promocijas darba pētījumiem tika izvēlēta tieši šī mūsu valsts daļa. Principiāli svarīgi šajā teritorijā veikt pētījumus tajos virzienos, kuri līdz šim Latvijā nav apskatīti pietiekami detalizēti vai nav tikuši apskatīti vispār, galveno uzmanību fokusējot uz gravu morfoloģiju, to veidošanās apstākļiem un ietekmējošiem faktoriem, kā arī gravu tīkla ģeogrāfiskā izvietojuma likumsakarībām. Izvēlēta teritorija, pateicoties tās reljefa iezīmēm, ģeoloģiskajai uzbūvei, klimatam un citiem dabas faktoriem, kā arī mozaīkveida ainavdēi, ko noteikusi ilgstoša cilvēka ietekme uz vidi un lauksaimnieciskā darbība dienvidaustrumu Latvijā, neapšaubāmi ir piemērota šādu pētījumu veikšanai.

2. PĒTĪJUMU TERITORIJAS ĢEOGRĀFISKI - ĢEOLOĢISKAIS RAKSTUROJUMS

Gravu erozijas veidotā reljefa un gravu erozijas tīkla pētījumi tika veikti Latgales augstienē, Augšzemes augstienē un Daugavas senielejā (2.1. attēls). Latvijas DA daļas augstieņu kopējā platība ir 8423.3 km² un apskatāmajā teritorijā var izdalīt trīs lielformas, kuras atšķiras pēc ģenēzes: 1) Latgales augstiene, kas ir glaciostrukturāli akumulatīvā salveida augstiene (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš, 1995b), aizņem 79% no pētījumu teritorijas; 2) Augšzemes augstiene, kas ir marginālā augstiene (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš, 1994b) aizņem 19% no pētījumu teritorijas; 3) Daugavas senieleja, kas daļēji sakrīt ar senāku, apraktu pirmskvartāra ielejveida formu, sākotnēji veidojusies leduslaikmeta beigu posmā notikušās ledājukušanas ūdeņu intensīvas erozijas rezultātā un holocēnā pārveidota fluviālo procesu norises gaitā (Eberhards, 1972a; Āboltiņš, 1994a; Eberhards, 1996), šī forma aizņem 2% no pētījumu teritorijas.



2.1. attēls. Pētījumu teritorijas novietojums (A) un digitālais zemes virsmas modelis (B). Virsmas modeļa izveidei izmantots SIA „Envirotech” ģeodatabāzes „GIS Latvija” izolīniju (griezuma augstums 25 m) tematiskais slānis.

Figure 2.1. Location (A) and digital elevation model (B) of the study area. DEM generated from thematic layer of contour lines (interval 25 m), included in geodatabase “GIS Latvija” prepared by „Envirotech” Ltd.

Pētījumu teritorijas ģeoloģiskā uzbūve un reljefa iezīmes veidojušās galvenokārt pleistocēna apledojumu, it īpaši pēdējā (Baltijas, Vislas) apledojuma ietekmē (Āboltiņš, 1989; Zelčs and Markots, 2004). Teritorijai raksturīgs salīdzinoši augsts novietojums, sākot no apmēram 110 – 140 m vjl., augstākie punkti ir Lielais Liepukalns (289 m vjl.) Latgales augstienē un Egļu kalns (220 m vjl.) Augšzemes augstienē. Vidējais absolūtais augstums ir 170-175 m vjl, tomēr gandrīz 98% pētījumu teritorijas izvietota zemāk par 200 m vjl., un apgābali virs 250 m vjl. aizņem tikai 0,03% no teritorijas platības. Gravu izplatības vietās vidējās relatīvās augstumu starpības ir pārsvarā 10 m līdz 25 m, sasniedzot maksimālās vērtības 50 m līdz 60 m augstienēs, paugurmasīvu un lielpauguru izplatības areālos, kā arī atsevišķās vietās gar subglaciālajām iegultnēm un Daugavas ieleju (2.2. attēls).



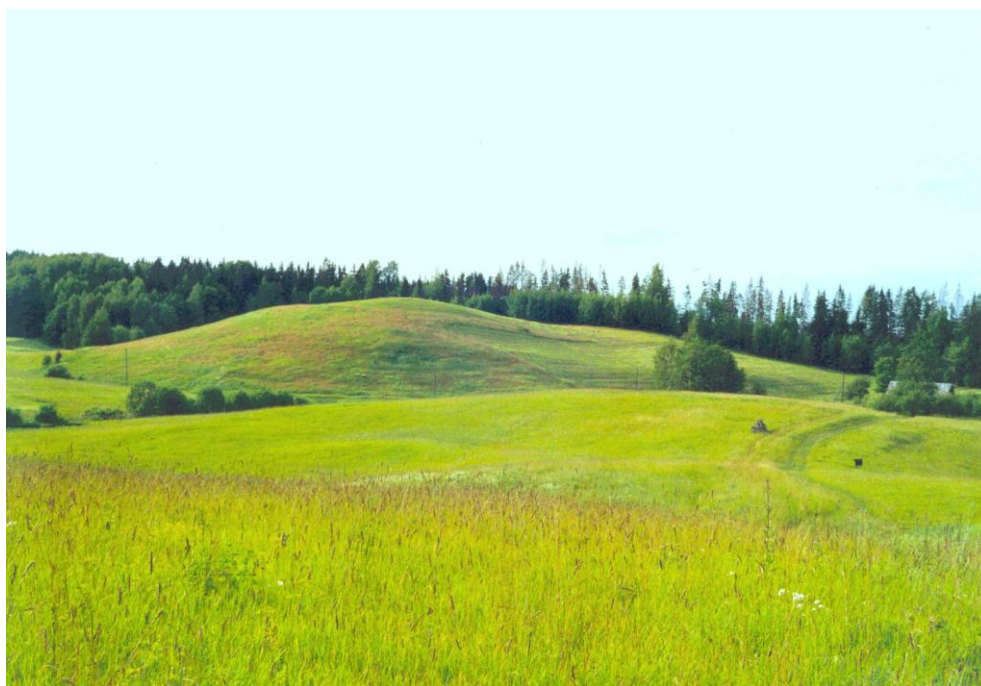
2.2. attēls. Daugavas senieleja lejpus Slutišķu ciema, Daugavpils rajons. Foto J.Soms, 2005.
Figure 2.2 The River Daugava spillway valley downstream from the Slutišķi village, Daugavpils district. Photo J. Soms, 2005.

Teritorijā ir plaši izplatītas glaciģēnas un glacioakvālas cilmes dažādas reljefa formas. Raksturīgas ir marginālās, zemledāja glaciostrukturālās un akumulatīvās vidējreljefa formas – paugurgrēdas, stūra masīvi, sarežģītas konfigurācijas paugurmasīvi, radiālā izspieduma vaļņi, vidēji augsti un augsti morēnpauguri un platoveida lielpauguri (zvonci), kēmi, kā arī daudzas subglaciālās iegultnes (Āboltiņš, 1989; Āboltiņš, 1994b; Āboltiņš, 1995b). Minētās reljefa formas veido augstienēm raksturīgo, pauguraiņu ainavu (2.3. un 2.4. attēli).



2.3. attēls. Paugurains reljefs Augšzemes augstienes centrālajā daļā, uz ZR no Sventes ezera. Foto J.Soms, 2004.

Figure 2.3 Hummocky topography in central part of the Augšzeme upland, NW of the Lake Svente. Photo J. Soms, 2004.



2.4. attēls. Paugurmasīvi Latgales augstienes dienvidu daļā, Kombuļu apkārtnē. Foto J.Soms, 2008.

Figure 2.4 Composed hills in southern part of the Latgale upland, the vicinity of the Kombuļi village. Photo J. Soms, 2008.

Reljefa saposmojuma nozīmīgākie elementi ir atsevišķi izolēti lielpauguri un paugurmasīvi ar S-veida nogāzēm, kā arī Daugavas ieleja un subglaciālās iegultnes ar lauza S-profila nogāzēm. Šie saposmojuma elementi nosaka arī reljefa formu ievērojamu nogāžu garumu (līdz 150 – 200 m) un slīpumu, kurš svārstās no 3-5° līdz 15-20°, daudzviet pārsniedzot pat 30° (Soms, 2006a). Intensīvs plakniskās erozijas (augšnes noskalošanās) process sākas pie nogāžu slīpuma 6° (Zelčs un Markots, 1999), bet strūklveida un gravu erozija pie nogāžu slīpuma, kas pārsniedz 15° (*ibid.*). Minētais norāda, ka nogāžu slīpums nosaka iespēju norisināties erozijas procesiem un nogāžu procesiem ar dažādu intensitāti pētījumu teritorijas lielākā daļā.

Teritorijas virsmas ģeoloģiskā uzbūve ir komplicēta gan vertikālā, gan horizontālā griezumā. Kvartāra iežu sega sastāv no vairāku kontinentālo apledojuumu glacigēniem un glacioakvāliem nogulumiem, kā arī pēcleduslaikmeta nogulumiem, kuru izplatība ir lokāla. Griezumā kvartāra nogulumus visplašāk pārstāv Kurzemes (Q₂) un tos pārsedzošie Latvijas jeb Baltijas (Q₃) svītas formveidojošie nogulumi - akmeņaini morēnas smilšaini māli un mālaina smilts, smilts, grants, retāk bezakmeņu māls un aleirīti. Lai gan pētījumu teritorijas atsevišķās vietās pamatā ir pamatiežu pacēlumi, tomēr to virsmas iegulšanas dziļums, 90 – 110 m vjl Augšzemes augstienē un 110 – 120 m vjl Latgales augstienē, kā arī ievērojams kvartāra nogulumu segas biezums vidēji 40 līdz 80 m (Juškevičs *et al.*, 2003; Mūrnieks *et al.*, 2004) nosaka to, ka virsmu veidojošie nogulumi, kuros var veidoties un attīstīties gravu erozijas tīkls, galvenokārt ir pleistocēna beigu posma glacigēnie, glaciofluviālie un glaciolimniskie nogulumi. Līdz ar to, gravām iegrauzoties dziļumā, nevar tikt sasniegti Amatas un Gaujas svītas terīgēnie nogulumieži, tādējādi erozijas tīkla attīstībai nav tik labvēlīgi apstākļi, kādi vērojami, piemēram, Gaujas senielejā, kur gravas ātri iegrauzas smilšakmeņos, kas atrodas zem salīdzinoši plāna pārsedzoša kvartāra iežu slāņa (Venska, 1982).

Apskatāmajai teritorijai raksturīgs daļēji humīds klimats ar dominējošu ciklonisko darbību un gaisa masu pārnesi no R. Gada vidējais nokrišņu daudzums svārstās robežās no 650 līdz 730 mm ar maksimumu Latgales augstienes DR nogāzē, Krāslavas apkārtnē, dienu skaits gadā ar nokrišņiem 100 līdz 120 d a⁻¹. Intensitātes vai izkritušā nokrišņu daudzuma ziņā ekstremālu nokrišņu ar augstu erozijas potenciālu (> 20 mm d⁻¹) atkārtotās biežums ir 10 līdz 12 gadi, taču 5% vai 2% nodrošinājuma lietusegāžu laikā var izkrist attiecīgi 55 līdz 72 mm d⁻¹ (Spravochnik po klimatu SSSR, 1968; LVĢMC, 2009). Ņemot vērā, ka nokrišņu daudzuma sadalījuma ziņā maksimumi attiecas uz jūliju un augustu, kad

raksturīgas īslaicīgas, bet intensīvas lietusgāzes (Spravochnik po klimatu SSSR, 1968), jāsecina, ka pētījumu teritorijas ietvaros pastāv nepieciešamie klimatiskie priekšnoteikumi lineārās erozijas procesu norisei, tajā skaitā gravu attīstībai.

Teritorijā veģetāciju pārstāv skujkoku un jauktu koku meži, kā arī pļavas. Veģetācijas segas iznīcināšana augstieņu apvidos un Daugavas ielejai piegulošajās teritorijās to lauksaimnieciskās apguves un pirmatnējo mežu izciršanas gaitā sākusies bronzas laikmetā, subatlantiskajā periodā, līdz ar līdumu zemkopības uzsākšanos (Zunde, 1999). Taču sevišķi intensīvi šis process norisinājies vidējā dzelzs laikmetā (5. – 8. gs.), līdz ar baltu cilšu ienākšanu šajā teritorijā un iedzīvotāju skaita strauju pieaugumu (Denisova, 1989; 1991). Domājams, ka mežu platību samazināšanās rezultātā varēja ievērojami mainīties virszemes noteces apstākļi un pastiprināties vai atjaunoties lineārās erozijas procesi.

Tādējādi ģeomorfoloģisko faktoru (nogāžu forma, slīpums un garums), ģeoloģiskās uzbūves (viegli erodējami ledāja vai ledājkūšanas ūdeņu augšpleistocēna nogulumi) un klimatisko faktoru (nokrišņu daudzums un intensitāte, sniega kūšanas intensitāte u.c.) summa ir radījusi atbilstošu fizioģeogrāfisko vidi gravu erozijas procesu norisei pētījumu teritorijā. Atgriežoties pie promocijas darba iepriekšējā nodaļā „Gravu erozijas veidotā reljefa pētījumi Latvijā” apskatītā jautājuma par teritorijas izvēli lineārās erozijas reljefa pētījumu veikšanai, vēlreiz jāuzsver, ka dienvidaustrumu Latvijā vienkopus ir ģeogrāfiski lokalizēti ģenēzes un morfoloģijas ziņā atšķirīgi reljefa lielformu un vidējformu kompleksi, kuros dabisku un antropogēno faktoru mijiedarbības ietekmē daudzviet izveidojušās gravas. Tāpēc tā ir viena no piemērotākajām teritorijām minēto pētījumu veikšanai Latvijā un iespējams arī Baltijas valstīs, lai gan pēdējās divās desmitgadēs Latgales plānošanas reģionā novērojamās negatīvās sociālekonomiskās un demogrāfiskās tendences, galvenokārt laukos dzīvojošo skaita strauja samazināšanās, izraisījusi lauksaimnieciski izmantojamo platību aizaugšanu ar krūmiem un kokiem, lauku ceļu tīkla garuma samazināšanos un depopulāciju. Tas savukārt rada organizatoriska un tehniska rakstura problēmas lauka pētījumu ekspedīciju realizēšanā un gravu pētījumiem *in situ*, piemēram, pētījumu objektu relatīvi sliktā pieejamība no transporta izmantošanas un sasniedzamības viedokļa, apgrūtināta konvencionālo topogrāfiskās uzņemšanas, instrumentālo metožu un augstas precizitātes klases satelītnavigācijas iekārtu izmantošana stipri aizaugušās gravās u.c.

Ņemot vērā šāda rakstura ierobežojumus un apgrūtinājumus izpētes metožu pielietojumā, lai rezultāti būtu ticami, pētījumiem ir jābūt kompleksiem un nepieciešamos izejas datus ir jāiegūst gan ģeomorfoloģiskos un ģeoloģiskos lauka pētījumos, gan kamerālajās studijās, gan izmantojot mūsdienīgas ģeomātikas un ģeotelpiskās analīzes metodes. Šāda kompleksa pieeja ļauj kvalitatīvi un kvantitatīvi raksturot gravu morfoloģiju un noskaidrot to veidošanās un ģeogrāfiskā izvietojuma likumsakarības izvēlētajā pētījumu teritorijā, un tādējādi papildināt gan Latvijas, gan citu valstu zinātnieku veikumu par gravu erozijas veidoto reljefu Baltijas valstīs, Eiropā un pasaulē. Ņemot vērā plānoto pētījumu apjomu, pētāmās teritorijas platību, iepriekšēji minētos pētījumiem apgrūtinošos apstākļus un veicamo uzdevumu daudzveidību, promocijas darba pētījumi tika realizēti vairāk nekā 10 gadu ilgā periodā, iegūtos rezultātus regulāri aprobējot starptautiskās zinātniskās konferencēs, tos publicējot un salīdzinot iegūtos datus ar citu zinātnieku veikumu. Tas, pirmkārt, ļāva iegūt pietiekami daudz datu turpmākai analīzei un noskaidroto faktu un likumsakarību interpretācijai, un otrkārt, ļāva koriģēt pētījumu programmu un tās realizācijas gaitā iekļaut jaunākos paņēmienus un metodoloģiskās atziņas gravu erozijas un fluviālās ģeomorfoloģijas jomās.

3. MATERIĀLI UN METODEDES

Autora iniciētie gravu ģeomorfoloģiskā izpēte pētījumu teritorijā turpinās 12 gadus, taču līdz ar jaunu informācijas tehnoloģiju un produktu un ģeomātikas metožu, t.i. ģeogrāfiskās informācijas sistēmu jeb ĢIS, globālās pozicionēšanas sistēmu jeb GPS un tālizpētes integrēšanu pētījumos, ir kļuvis iespējams veikt daudzfaktoru analīzi, kas parāda ģeoloģiskās uzbūves, reljefa un citu dabas pamatni veidojošo komponentu savstarpējo saistību, vienlaicīgi ļaujot prognozēt bīstamo ģeoloģisko procesu attīstību (Fedeski and Gwilliam, 2007; Remondo *et al.*, 2008) un izdalīt potenciālos erozijas apdraudētos areālus (Renschler and Harbor, 2002; Martínez-Casasnovas, 2003). Pēdējais no abiem nosauktajiem uzdevumiem, ņemot vērā klimata mainības modeļu prognozētās nokrišņu sezonālā sadalījuma un intensitātes izmaiņas Baltija reģionā (Graham, 2008), ir īpaši aktuāls augsnes resursu saglabāšanas, ilgtspējīgas attīstības un teritoriju telpiskās plānošanas kontekstā (Soms un Grišanovs, 2010).

Promocijas darbā izklāstītie rezultāti tika iegūti, organizējot ekspedīcijas un veicot pētījumus laika posmā no 1996. gada līdz 2009. gadam. Vadoties no promocijas darba mērķa un tā sasniegšanai veicamajiem uzdevumiem, pētījumu plānošanas un to realizācijas gaitā tika noteikti trīs galvenie darba virzieni:

- 1) **datu analīze pētījumu plānošanai, hipotēžu formulēšana, veicamo pētījumu plānošana organizēšana un optimizēšana:** publiski pieejamo ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko datu apkopošana un analīze; literatūras studijas ar mērķi nedefinēt jautājumu loku pētījumiem, izvirzīt pētījumu hipotēzes, iepazīties ar pasaulē pielietotām lineārās erozijas formu pētījumu metodēm un atlasīt veicamo pētījumu specifikai atbilstošās metodes; pētāmā reģiona liela mēroga kartogrāfiskā materiāla studijas, lai noskaidrotu esošo lineārās erozijas formu ģeogrāfisko lokalizāciju un izdalītu reprezentatīvus gravu erozijas tīkla izplatības areālus; izpētes darbu, objektu un pētījumiem nepieciešamo resursu definēšana; pētījumu plānojums un uzdevumu strukturēšana;
- 2) **lauka pētījumi:** konstatēto reprezentatīvo lineārās erozijas formu un blīva erozijas tīkla izplatības areālu rekognoscija un apsekošana dabā, atsevišķu elementu kartēšana, lineārās erozijas norisi veicinošo ģeomorfoloģisko faktoru noskaidrošana; gravu un ar tām saistītu nogāžu procesu veidotu formu morfoloģijas un morfometrijas izpēte lauka apstākļos; ģeoloģiskie pētījumi ar

mērķi identificēt gravās notiekošos eksogēnos procesus, izdalīt gravu veidošanās un attīstības ģeoloģiskos faktorus, noskaidrot nogulumu uzkrāšanās procesu īpatnības un ātrumus gravu gultnēs, ģeoloģiskā zondēšana; erozijas tīkla un ar to saistīto biotopu ekoģeoloģiskie pētījumi;

- 3) **kamerālie pētījumi un datu apstrāde:** dažādos gados izdoto lielmēroga topogrāfisko karšu izpēte ar mērķi noskaidrot gravu erozijas tīkla laiktelpiskās izmaiņas; klimatisko datu atlase un analīze, lai noskaidrotu gravu veidošanos un attīstību ietekmējošos klimatiskos faktorus; gravu nogulumu fizikāli-mehānisko īpašību un raksturlielumu laboratoriskie pētījumi; ar gravu strautu starpniecību transportētā suspendētā materiāla un biogēnu laboratoriskā izpēte; erozijas tīkla un gravu veidošanos noteicošo faktoru savstarpējās saistības noteikšana ar GIS programmatūru, tās pielietojums erozijas tīkla ģeotelpiskajā analīzē; iegūto datu statistiskā apstrāde un matemātiskā analīze.

Veicot nospraustos uzdevumus, datu ieguvei un to analīzei tika izmantotas dažādas metodes un pētījumu tehnikas un procedūras. Ilgajā pētījumu realizācijas posmā citu zinātnieku izstrādātās lineārās erozijas procesu un formu izpētes metodes tika modificētas un pilnveidotas, kā arī nepieciešamības gadījumā adaptētas lokālajiem apstākļiem. Kopumā kompleksais pētījumu metožu pielietojums ļāva noteikt gravu veidošanās un attīstības likumsakarības, kā arī saistību starp lineāro erozijas formu morfoloģiju, morfometriju, erozijas tīkla blīvumu no vienas puses un ģeoloģisko, ģeomorfoloģisko, klimatisko un antropogēno faktoru iedarbību no otras puses.

3.1. Datu apkopošana un analīze

Datu apkopošana, atlase un analīze tika veikta, izmantojot ģeoloģiska, hidroģeoloģiska, ģeogrāfiska un ģeomorfoloģiska rakstura pētījumu publiski pieejamos rezultātus par pētījumu reģionu. Galvenie šāda rakstura informācijas avoti, t.sk. nepublicēti zinātnisko pētījumu rezultāti un ekspedīciju atskaites, ģeoloģiskās un inženierģeoloģiskās kartes u.c., atrodas Valsts ģeoloģijas fonda daļā Rīgā, kas ir Latvijas Vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrā. Par cik ģeoloģiskā kartēšana, kas ir ļoti darbietilpīgs process, nebija promocijas darba uzdevums, taču teritorijas ģeoloģiskā uzbūve ir viens no erozijas procesus noteicošajiem faktoriem, autors, izmantojot Valsts ģeoloģijas fonda materiālus,

datu apkopošanas, atlases un analīzes gaitā ieguva nepieciešamo informāciju par virsmu veidojošo kvartāra nogulumu ģeogrāfisko izplatību pētījumu teritorijā. No esošā npublicētās informācijas klāsta darba autors kā nozīmīgākos avotus izmantojis sekojošus Valsts ģeoloģijas fonda materiālus:

- 1953.gadā sagatavotais pārskats „Daugavas ielejas ģeoloģija un morfoloģija posmā no Drisas līdz Ilūkstei” (VGF Inv. Nr. 00293), pārskata autori P. Liepiņš un M. Krūkle.
- Pārskats par 1:50 000 mēroga komplekso kvartāra nogulumu hidroģeoloģisko un inženierģeoloģisko kartēšanu melioratīvajai celtniecībai, lapas O-35-139 (A,B,V,G) robežās (Aglona), 1980.-1983.g. (krievu val., VGF Inv. Nr. 10035), pārskata autori M. Uļģis, G. Ginters, O. Aleksāns, O. Stievriņš, A. Deglis, Z. Meirons, V. Markov.
- Kompleksās 1:50 000 mēroga kvartāra nogulumu hidroģeoloģiskās un inženierģeoloģiskās kartēšanas rezultāti meliorācijas vajadzībām lapas O-35-127-A,B,V,G, O-35-128-A,B,V,G un O-35-129-A,V robežās (Rēzekne), (krievu val., VGF Inv. Nr. 10840), pārskata autori O. Aleksāns, G. Ginters, V. Juškevičs.
- Pārskats par 1:50 000 mēroga komplekso hidroģeoloģisko un inženierģeoloģisko kartēšanu Daugavpils pilsētas apkārtnē, 1974.-1978.g. (krievu val., VGF Inv. Nr. 09588), pārskata autori V. Juškevičs L.Vihotj, A.Vozvišajev.
- 1992.gadā sagatavotā Latvijas kvartāra nogulumu litoloģijas, reljefa un mūsdienu ģeoloģisko procesu karte mērogā 1:200 000 (VGF Inv. Nr. 10926), autors V.Juškevičs
- LPSR 1:200 000 mēroga kvartāra nogulumu karte un ģeomorfoloģiskā karte (Vidzi, Braslava) kartes autori P. Sveržinskis un J.Žuks (1958); un atskaites par komplekso ģeoloģisko kartēšanu rezultāti lapas N-35-III (Vidzi) un N-35-IV (Braslava) robežās, 1957.-1958.g. (krievu val., VGF Inv. Nr. 02218).

No šiem materiāliem ar ģeomātikas metodēm (skat. 3.3. nodaļu) ĢIS vidē ar datorprogrammas *ArcView 9.3.* moduļa *ArcMap* rīkiem manuālās digitizēšanas un vektorizēto datu rediģēšanas standartprocedūru (Booth *et al.*, 2000) gaitā tika izveidotas laukumveida (angl. *polygon feature*) *ESRI *.shp* formāta apveiddatnes pētījumu teritorijai – „*gravu_izplatibas_areali*” un „*kvartāra_nogulumu*”. Šie ĢIS dati tika izmantoti, lai pētījumu plānošanas vajadzībām sagatavotu digitālo pārskata kartoshēmu ar M 1:200 000 karšu precizitātes nosacījumiem (Robinson *et al.*, 1995) dienvidastrumu Latvijai, kā arī

lielāka mēroga digitālās pārskata kartoshēmas ar M 1:500 000 karšu precizitātes nosacījumiem (*ibid*) atsevišķām etalonteritorijām, par kurām sīkāka informācija ir sniegta promocijas darba 4.2. nodaļā „Gravu ģeotelpiskā izvietojuma īpatnības”. Turpmākajā darba izstrādes gaitā šie ĢIS dati tika papildināti ar atribūtu informāciju par kvartāra nogulumu ģenētisko tipu un litoloģiju, kas ir sniegta iepriekš minētajos materiālos un ģeoloģiskajās kartēs. No šiem diviem raksturlielumiem, izmantojot F. Hjulstroma empīriski iegūto nomogrammu (Hjulström, 1935), kura ļauj noteikt straumes ātrumu, pie kura sākas noteikta izmēra daļiņu atraušana no gultnes, kā arī B. Kosova ar autoriem publicētos datus (Kosov *et al.*, 1989) par straumes ātrumiem, pie kuriem sākas dažādu nogulumu veidu un nogulumiežu erozija, pētāmajā teritorijā tika atvasinātas nogulumu erozivitāti raksturojošo parametra, t.i. izskalojošā ātruma v_{er} vērtības (3.1.1. tabula). Ar ĢIS datorprogrammas *ArcView* 9.3 ģeotelpiskās analīzes rīkiem laukumveida objekti ar noteiktu \bar{v}_{er} vērtību tika apvienoti kategorijās pēc to noturības pret izskalošanu (Kosov *et al.*, 1989), t.i. $\bar{v}_{er} \leq 0,7 \text{ m s}^{-1}$, $0,7 \text{ m s}^{-1} < \bar{v}_{er} \leq 1,1 \text{ m s}^{-1}$ un $\bar{v}_{er} > 1,1 \text{ m s}^{-1}$ un reklasificēti, iegūstot datus par dažādas erozivitātes nogulumu uzvietojumu pētāmajā teritorijā.

3.1.1. tabula. Nogulumu litoloģisko grupu noturība pret izskalošanu (pēc Hjulström, 1935; Kosov *et al.*, 1989, autora modificēts)

Table 3.1.1 Resistance of lithologic groups of sediments to water erosion (after Hjulström, 1935; Kosov *et al.*, 1989 modified by author)

Ģenētiskais tips	Nogulumu litoloģija	Izskalojošais ātrums v_{er} (m s^{-1})	Litoloģiskā grupa	Vid. izskalojošais ātrums \bar{v}_{er} (m s^{-1})	Nogulumu kategorijas pēc to noturības pret izskalošanu
gfQ ₃ ; aQ ₃ ; aQ ₄	rupjgraudaina smilts vidēji graudaina smilts smalkgraudaina smilts	0,47 – 0,75 0,27 - 0,57 0,17 - 0,32	smilts nogulumi	0,5	I
glQ ₃ ; aQ ₄	aleirītiska smilts mālaina smilts smilšains māls aleirīts mālains aleirīts	0,38 - 0,80 0,65 - 0,70 0,75 - 0,90 0,70 - 1,00 0,80 - 1,20	aleirītiski un mālaini nogulumi	0,7 1,0	
glQ ₃	māls	1,00 - 1,30	bezakmeņu māli, slokšņu māli	1,2	III
gQ ₃	akmeņains smilšains māls	1,30	morēnas nogulumi	1,3	
gfQ ₃ ; aQ ₃ ; aQ ₄	grants, oļaina grants	1,0 - 1,2	grants nogulumi	1,2	

Izveidotās apveiddatnes tika integrētas autora sagatavotajā *ESRI Geodatabase* formāta ģeodatabāzē „GIS_GRAVAS”, kas ir piemērotāks veids ĢIS datu glabāšanai nekā *ESRI Shapefile* formāts (Zeiler, 1999). Savukārt ģeodatabāze turpmākajā darba izstrādes gaitā tika izmantota ģeotelpiskās analīzes procedūru (Mitchell, 1999; de Smith *et al.*, 2007) veikšanai, lai noskaidrotu ģeoloģiskās uzbūves saistību ar gravu ģeogrāfisko izvietojumu un erozijas tīkla apveidu pētāmajā teritorijā (skat. 4.2. nodaļu).

Vienlaicīgi ar pētījumu teritorijas reljefa formveidojošo kvartāra nogulumu veidu izplatības noskaidrošanu un informācijas sagatavošanu, darba izstrādes gaitā tika apkopoti, atlasīti un analizēti pētītās teritorijas klimatiskie dati, kas līdztekus ģeoloģiskajai uzbūvei un reljefam ir ļoti būtisks gravu eroziju noteicošs faktors un ļauj novērtēt nokrišņu un sniega kušanas erozijas potenciālu. Šim mērķim no meteoroloģisko datu masīva tika atlasīti un analizēti daudzgadīgie vidēji un max. novērotie nokrišņu daudzuma un intensitātes raksturlielumi, kuri reģistrēti meteoroloģiskajās stacijās „Rēzekne”, „Dagda”, „Krāslava” un „Daugavpils”, kā arī meteoroloģiskajos novērojumu posteņos „Ludza”, „Griškāni”, „Isnauda”, „Kaunata”, „Dzirkaļi”, „Istra”, „Dorotpole”, „Kapiņi”, „Buivīši”, „Subate”, „Vaikuļāni”, „Pilskalne”, „Spīdoles”, „Piedruja” un „Silene”, kuri atrodas pētījumu teritorijas ietvaros. Kā šis informācijas avoti tika izmantoti Latvijas vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centra meteoroloģisko staciju „Daugavpils” un „Rēzekne” novērojumu dati, kuri publiski pieejami vispasaules tīmeklī (LVĢMC, 2009) un bij. LPSR sagatavoto klimatisko datu krājuma 4. sējums „Gaisa mitrums, atmosfēras nokrišņi un sniega sega” (Spravochnik po klimatu SSSR, 1968). Atlasītie meteoroloģiskie dati tika apkopoti autora izveidotajā *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” un tika izmantoti nokrišņu erozivitātes raksturlielumu noteikšanai. Lai raksturotu nokrišņu erozivitāti kādā konkrētā teritorijā, šim mērķim bieži tiek izmantots *R* jeb nokrišņu erozivitātes faktors, kas zinātniskajā apritē tika ieviests 1958. gadā (Wischmeier and Smith, 1958) un pagājušā gadsimta 90.-jos gados tika modificēts (Renard *et al.*, 1991) empīriskajā augsnes erozijas modelī *RUSLE* (angl. *Revised Universal Soil Loss Equation*) Šis *R* faktors ($\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{gads}^{-1}$) tiek aprēķināts kā atsevišķu ekstremālu lietusgāžu *i* intensitātes I_{30} 30 minūšu laikā ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) un šo lietusgāžu *i* kinētiskās enerģijas E ($\text{t} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{gads}^{-1}$) reizinājumu summārā vērtība novērojumu laika periodā *N*, ja *N* nav mazāks par 20 gadiem (Renard *et al.*, 1991). Ņemot vērā, ka Latvijā nav veikti mērījumi (Soms un Grišanovs, 2010) nokrišņu erozivitātes faktora *R* aprēķiniem, tad izmantojot *MS Excel* datu bāzi „GRAVAS_METEODATI”, tika noteikti trīs citi pasaulē zinātniskos pētījumos plaši

pielietoti (Gabriels, 2006; Gregori *et al.*, 2006) nokrišņu erozivitāti raksturojošie parametri, t.i. Furnjē indekss *FI* (Fournier, 1960), modificētais Furnjē indekss *MFI* (Arnoldus, 1977) un nokrišņu koncentrācijas indekss *PCI* (Oliver, 1980):

$$FI = \frac{p_{i-\max}^2}{P} \quad (3.1)$$

$$MFI = \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{P} \quad (3.2)$$

$$PCI = \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{P^2} 100 \quad (3.3)$$

kur $p_{i-\max}$ – meteoroloģiskajā stacijā reģistrētais nokrišņiem bagātākā mēneša i -max vidējais nokrišņu daudzums (mm);

p_i – meteoroloģiskajā stacijā reģistrētais katra mēneša i vidējais nokrišņu daudzums (mm);

P – meteoroloģiskajā stacijā reģistrētais kopējais gada vidējais nokrišņu daudzums (mm).

FI indekss raksturo nokrišņu erozijas potenciālu un variē plašās robežās no 10 līdz 500 (Giordano, 1984), pie kam *FI* vērtību pieaugums norāda uz to, ka $p_{i-\max}$ tiecas uz P un raksturīgs klimata apstākļiem, kur lielākā daļa no gada norišņu daudzuma izkrīt vienā sezonā (Fournier, 1960). *MFI* indekss atspoguļo t.s. „klimata erozijas agresivitāti” (Gregori *et al.*, 2006), kur šī indeksa vērtības virs 90 vienībām raksturīgas apgabaliem ar eroziju izraisīšu nokrišņu daudzumu (CORINE-CEC, 1992), savukārt *PCI* indeksa vērtības raksturo nokrišņu sezonālās koncentrācijas nevienmērīgumu un teorētiski variē no 8,3%, kad ir pilnīgi vienāds ikmēneša nokrišņu daudzums visa gada garumā, līdz 100%, kad visi gada nokrišņi izkrīt vienā mēnesī (Gregori *et al.*, 2006).

Augstāk minētie indeksu aprēķini tika veikti nosauktajām meteoroloģiskajām stacijām un meteoroloģiskajiem novērojumu posteņiem un turpmāk darbā tika izmantoti, lai ar ĢIS datorprogrammas *ArcView 9.3* paplašinājuma *SpatialAnalyst* ģeotelpiskās analīzes rīkiem (skat 3.8. nodaļu) iegūtu šo faktoru ģeogrāfisko sadalījumu pētāmajā teritorijā un noskaidrotu klimata ietekmi uz gravu veidošanos un attīstību dienvidaustrumu Latvijā (skat. 4.4. nodaļu).

Datorprogrammas *MS Excel 2007* kā datu bāzēs platformas izvēli noteica tas, ka *.xls formāta elektroniskajās tabulās kā vienu no atribūtiem var ievadīt ar kartometrisku metodi

(Zelmanis *et al.*, 2001) katrai meteoroloģiskajai stacijai vai meteoroloģisko novērojumu postenim aprēķinātās taisnlenča koordinātas, savukārt koordinātās ļauj sasaitīt *MS Excel* elektroniskās tabulas ar ĢIS ģeodatu bāzi. Šāda datu topoloģija ļauj no punktveida ģeogrāfiskajiem objektiem (meteoroloģiskās stacijas = datu bāzes tabulas rindas) un tiem piesaistītiem atribūtiem (meteoroloģiskie raksturlielumi = datu bāzes tabulas kolonnas), izmantojot ĢIS datorprogrammas *ESRI ArcView 9.3* ģeotelpiskās modelēšanas un analīzes moduli *Spatial Analyst* un atbilstošas ĢIS modelēšanas metodes (Kopp *et al.*, 2001), ģenerēt noteikta meteoroloģiskā faktora, piemēram, nokrišņu daudzuma vai MFI indeksa sadalījumu visā pētāmajā teritorijā.

3.2. Kartogrāfiskā materiāla analīze

Liela mēroga kartogrāfiskais materiāls, respektīvi, bijušās PSRS Armijas Ģenerālštāba topogrāfiskās kartes M 1 : 10 000 un M 1 : 25 000 tika izmantotas, lai 1) identificētu gravu erozijas reljefa formas pētījumu teritorijā; 2) noskaidrotu atsevišķus gravu morfometriskos parametrus; 3) novērtētu gravu tīkla attīstības gaitu un dinamiku laiktelpiskā griezumā. Šāda pieeja ir metodiski pamatota, jo analogā kartogrāfiskā materiāla (Vogt *et al.*, 2003), tālīzpētes un lāzerskanēšanas datu (James *et al.*, 2007; Alatorre and Beguería, 2009) izmantošana gravu reljefa identifikācijai un pētījumiem tiek plaši pielietota citās pasaules valstīs.

Pirmais no kartogrāfiskās analīzes uzdevumiem tika veikts, lai noskaidrotu esošo lineārās erozijas formu ģeogrāfisko lokalizāciju un izdalītu reprezentatīvus gravu erozijas tīkla izplatības areālus, tādējādi precīzi identificējot detalizētu pētījumu veikšanas vietas. Ņemot vērā, ka karte būtībā ir ģeogrāfiskās vides un vai kāda tās komponenta vispārināts attēlojums plaknē un ka topogrāfiskajā kartē horizontāļu zīmējums un absolūtā augstuma atzīmes satur informāciju par Zemes virsmas saposmju (Robinson *et al.*, 1995), tika veikta topogrāfiskajās kartēs M 1 : 10 000 un M 1 : 25 000 (1963.g koordinātu sistēma, horizontāļu griezumā augstums attiecīgi 2 m un 5 m) attēlotā reljefa analīze. Respektīvi, vadoties no negatīvo reljefa formu attēlošanas principiem kartē (Robinson *et al.*, 1995) un vizuāli novērtējot horizontāļu zīmējuma raksturu, gravu identificēšanai tika izmantota pasaulē fluviālā reljefa zinātniskajos pētījumos plaši pielietota metodika (Strahler, 1957 un Morisawa, 1957 modificēts pēc Bauer, 1980), kura balstās uz liela mēroga 1 : 25 000 līdz 1

: 10 000 topogrāfiskajās kartēs esošo horizontāļu zīmējuma interpretāciju jeb tā saucamo „*contour-crenulation method*”. Saskaņā ar šo metodi (*ibid.*), liela mēroga topogrāfiskajās kartēs lineārās erozijas formu atainojumam ir raksturīgi vismaz triju V-veida vai Λ -veida izlocītu izolīniju ar sakopojumi, pie kam horizontāles V-veida vai Λ -veida locījuma vietā leņķim starp locījumu veidojošajām līnijām ir jābūt $< 120^\circ$. Gadījumos, kad kartogrāfiskajā materiālā uz nogāzēm tika konstatēti iepriekš minētajiem nosacījumiem atbilstoši horizontāļu zīmējumi, šādas vietas tika identificētas kā gravas un sengravas.

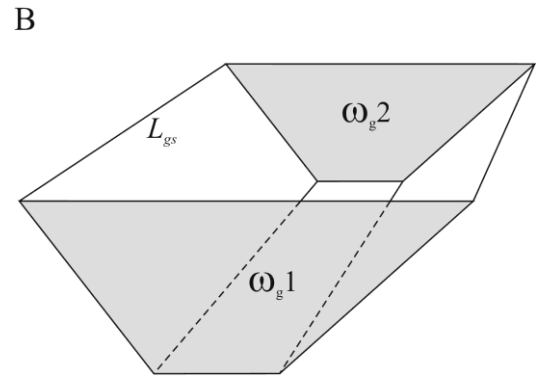
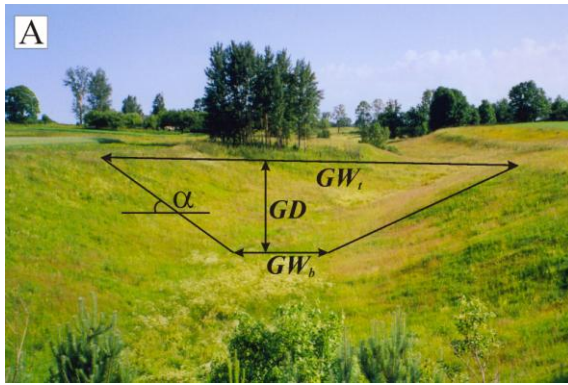
Otrais no uzdevumiem, t.i. gravu morfometrisko parametru noteikšana, balstījās uz tradicionālo pieeju, kur kartogrāfiskās analīzes metodes visplašāk tiek izmantotas, lai noteiktu tādus raksturlielumus kā gravu sateces baseina platība, gultnes kopējais kritums, vietējā erozijas bāze, relatīvs augstums, reljefa vertikāla amplitūda (Prohorova, 2006). Arī gravu ievalkus un gravu sateces baseina robežas, respektīvi, nepastāvīgo ūdensteču nelielo baseinu ūdensšķirtnes visērtāk ir noteikt, izmantojot liela mēroga topogrāfiskās kartes (Knighton, 1998). Mērījumu precizitāte un kvalitāte lielā mērā atkarīga no kartogrāfiskā materiāla detalizācijas pakāpes, tāpēc mērījumiem pamatā tika izmantotas bijušās PSRS armijas ģenerālštāba topogrāfiskās kartes M 1 : 10 000 (1963.g koordinātu sistēma, horizontāļu griezumuma augstums 2 m). Šīs kartes turpmākajā darba gaitā tika izmantotas arī kā rastra datu pamatnes horizontāļu vektorizēšanai, attiecīgo apveidatņu sagatavošanai un reljefa digitālu modeļu atvasināšanai ar ĢIS metodēm (skat. 3.8. nodaļu).

Trešais no kartogrāfiskās analīzes uzdevumiem – gravu tīkla izmaiņu laikā un telpā analīze – tika veikts ar mērķi novērtēt lineārās erozijas formu attīstības gaitu un dinamiku laiktelpiskā griezumā. Tradicionāli šim nolūkam citās valstīs tiek salīdzinātas dažādu izdevuma gadu kartes, aerofotouzņēmumi un citi informācijas avoti, piemēram, zemes kadastra dati, plāni, vēsturiskie dokumenti un citi līdzīga rakstura avoti (Gábris, 2003; Szilassi *et al.*, 2006; Ionita, 2006). Diemžēl atšķirībā no citām pasaules valstīm, Latvijā pieejamās lielmēroga topogrāfiskās kartes, tālīzpētes materiāli un citi informācijas avoti aptver salīdzinoši ļoti īsu laika sprīdi, t.i. no pagājušā gadsimta 20. gadiem līdz mūsdienām. Latvijas ģeotelpiskās informācijas aģentūras jaunākās izdotās pilnās M 1 : 10 000 topogrāfiskās kartes (LKS-92 koordinātu sistēma, horizontāļu griezumuma augstums 2 m; 2001.-2005.g. izdevums) datu ieguvei praktiski netika izmantotas, jo 1) pagaidām izdotās kartes pārklāj ļoti nelielu teritorijas daļu, 2) šajās kartēs tematiskais slānis „reljefs” ir iegūts nevis dešifrējot jaunākos aerofotouzņēmumus, bet gan vektorizējot horizontāļu zīmējumu no bijušās PSRS M 1 : 10 000 topogrāfiskajām kartēm. Līdz ar to darbā tika

izmantotas LR Armijas štāba Ģeodēzijas un topogrāfijas nodaļas 1928.-1932. gg. izdotās topogrāfiskās kartes M 1 : 75 000; bijušās PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1 : 50 000 (1942. g. koordinātu sistēma, horizontāļu griezuma augstums 10 m; 1983.g. izdevums), M 1 : 25 000 (1963. g. koordinātu sistēma, horizontāļu griezuma augstums 5 m; 1969.-1979.g. izdevums pēc 1951.g. rekognoscijas datiem) un M 1 : 10 000 (1963.g. koordinātu sistēma, horizontāļu griezuma augstums 2 m; 1976.g. izdevums pēc 1971. g. rekognoscijas datiem). Papildus, par atsevišķām pētījumu teritorijas daļām bija pieejamas arī LR Armijas štāba Ģeodēzijas un topogrāfijas nodaļas 1928.-1932. gg. izdotās topogrāfiskās kartes M 1 : 25 000 ar horizontāļu griezuma augstumu 4 m. Gravu tīkla attīstības gaitas novērtēšanai atsevišķos gadījumos darbā tika izmantotas arī novadpētnieka Leo Trukšāna savāktās ziņas par atsevišķu gravu veidošanās vecumu (pers.kom.).

3.3. Gravu morfometrijas un morfoloģijas pētījumi

Lauka ekspedīcijās *in situ* tika veikta pētījumu teritorijā kartogrāfiskās analīzes gaitā detalizētiem pētījumiem atlasīto gravu apsekošana, kā arī reljefa izpēte. Ar morfometrisko mērījumu palīdzību, vairākās vietās gravu augšdaļā, vidusdaļā un lejasdaļā, tika veikti gravu platuma GW_t (m), gultnes platuma GW_b (m), dziļuma GD (m), un nogāžu krituma leņķu α (leņķ.°) mērījumi (3.3.1. attēls A) saskaņā ar standartmetodēm ģeomorfoloģijā (Blong, 1972; Gardiner, Dackombe, 1977; Goudie *et al.*, 1998). Morfometrijas pētījumi tika veikti arī avotcirkļu gravu noslīdeņu cirkļiem. Neliela izmēru gravu platuma un dziļuma mērījumi tika veikti ar divām T-veidīgi savienotām 30 m stikla šķiedras mērlentēm (mērījumu precizitāte ± 1 cm / 10 m). Gadījumos, kad gravu platums pārsniedza 30 m, tika izmantots lāzertālmērs *Bushnell Yardage Pro 500* (mērījumu precizitāte ± 5 cm / 100 m).



3.3.1. attēls. Gravas morfometriskie parametri, kuri tika noteikti gravu izpētes gaitā (A) un gravas segmenta 3D telpiskā aproksimēšana tilpuma noteikšanai (B).

GW_t = gravas platums; GW_b = gultnes platums; GD = gravas dziļums; α = nogāžu slīpums; ω_{g1} un ω_{g2} – gravas šķērsriezuma laukumi morfometrisko parametru mērījumu vietās, L_{gs} – attālums starp mērījumu vietām.

Figure 3.3.1. Measured topographical characteristics of gullies (A) and 3D approximation of gully segment for calculation of its volume (B).

GW_t = gully width at top; GW_b = gully width at bottom; GD = gully depth; α = slope inclination angle; ω_{g1} un ω_{g2} – gully cross-sectional area at points of topographical characteristics measurements, L_{gs} – distance between measurement points.

Gravas šķērsriezumu var aproksimēt kā trapecī un tad no mērījumu gaitā iegūtajiem morfometriskajiem parametriem var aprēķināt gravas šķērsriezuma laukumu ω_g (m^2) saskaņā ar formulu (3.4):

$$\omega_g = \frac{GW_t + GW_b}{2} GD \quad (3.4).$$

Savukārt gravu kā telpisku ķermeni var aproksimēt kā slīpu četrstūra piramīdu, kuru aprēķinu ērtībai jāsadala segmentos. Katrs segments ir nošķelta slīpa četrstūra piramīda, kuras pamatu un virsotnes daļu veido trapeces (3.3.1. attēls B). Līdz ar to gravas segmenta tilpumu GV_s (m^3) nosaka saskaņā ar formulu (3.5):

$$GV_s = \frac{1}{3} L_{gs} (\omega_{g1} + \omega_{g2} + \sqrt{\omega_{g1} \cdot \omega_{g2}}) \quad (3.5),$$

kur ω_{g1} un ω_{g2} – gravas šķērsriezuma laukumi morfometrisko parametru (gravas platuma GW_t , gultnes platuma GW_b un dziļuma GD) mērījumu vietās, L_{gs} – attālums starp mērījumu vietām,

savukārt gravas kopējais tilpums ir vienāds ar atsevišķu segmentu tilpumu summu:

$$GV = GV_1 + GV_2 + \dots + GV_n \quad (3.6).$$

Gravu gultņu garenkrituma uzmērīšanai tika izmantots klinometrs *SUUNTO PM5/360PC* ar skalas iedalījumu krituma procentos (mērījumu precizitāte $\pm 0,005$ m $1m^{-1}$).

Savukārt gravu nogāžu un reljefa formu nogāžu krituma leņķu α (leņķ.°) uzmērīšanai tika izmantots digitālais klinometrs *DigiPas DWL-80G* (mērījumu precizitāte $\pm 0,1^\circ$), iegūtos skaitliskos lielumus noapaļojot līdz veselam skaitlim. Iegūstamo datu validācijas nolūkos katrs divdesmitais mērījums tika veikts paralēli gan ar digitālo, gan ar analogo bezinerces pašizlīdzinošo klinometru *TrickTools AngleLevel 3* (mērījumu precizitāte $\pm 0,5^\circ$). Lai novērstu mikroreljefa nelīdzenumu radīto krituma leņķu vērtību izkliedi un uzlabotu mērījumu procesu kvalitāti, vadoties no A. Janga un līdzautoru aprakstītās metodikas (Young *et al.* 1974), klinometrs tika balstīts uz 1,0 m garas ēvelētas latas. Tādā veidā nogāžu krituma leņķi tika uzmērīti abām gravas nogāzēm visā nogāzes garumā šķērsām gravas gultnei, iegūstot mērījumu sēriju, kur nogāze ir sadalīta 1 m garos posmos un katrā no šiem posmiem ir zināms nogāzes krituma leņķis. Tas savukārt ļāva šos datus integrēt datorprogrammas *AutoCAD 2008 LT* polārajā koordinātu sistēmā un konstruēt šķērsprofilus. Tādā paša veidā tika iegūti gravu saposmoto nogāžu profili un īso avotcirkuru gravu gultņu garenprofili.

Gravu morfoloģijas pētījumos lauka darbu gaitā ar nivelēšanu (sīkāks apraksts promocijas darba 3.8. nodaļā „Ģeomātikas metodes datu ieguvē un apstrādē”), pusinstrumentālo metodi un ar acumēra uzmērīšanu tika uzņemti gravu garenprofili, kā arī tika pētītas gravu gultnes īpatnības (piem. laukakmeņu sakopojumi gultnē un to veidotas kāples, avotcirkli gravu augštecē), gravu nogāzes veidojošie ieži un tajās notiekošie gravigēnie procesi. Acumēra uzmērīšana nedod precīzus rezultātus, taču tā ir neaizvietoājama un gandrīz vienīgā praktiski izmantojamā metode gravās, kur blīvās veģetācijas un sakritušu vecu koku dēļ instrumentālā uzmērīšana vietām nav iespējama, savukārt lāzeraltimetrija plašāku izmantošanu pētījumā ierobežoja šīs metodes augstās izmaksas.

Gravu ievalku garumi un gravu sateces baseinu platības tika noteiktas, izmantojot ĢIS datorprogrammu *ArcView 9.3* un atbilstošos ģeotelpiskās analīzes rīkus (skat. 3.3. nodaļu). Iegūtā informācija par gravu morfoloģiju un to morfometriskajiem parametriem tika integrēta autora sagatavotajā *ESRI Geodatabase* formāta ģeodatu bāzē „GIS_GRAVAS” un turpmāk tika izmantota datu analīzē.

3.4. Formveidojošo nogulumu mehānisko īpašību un fizikālo raksturlielumu noteikšana

Gravu nogāzes veidojošo nogulumu grunts mehānisko īpašību fizikālo raksturlielumu noteikšanai *in situ* tika izmantots portatīvais spārniņu tipa *Eijkelkamp* bīdes pretestības (τ) testeris mērījumiem līdz $2,5 \text{ kg cm}^{-2}$ jeb 250 kPa (mērījumu precizitāte $\pm 0,05 \text{ kg cm}^{-2}$). Šī raksturlieluma noteikšanai pa profila līniju tika attīrīta senielejas pamatkrasta nogāze un tika rakti sekli šurfi (līdz 1 m). Katrā profila punktā, kur mākslīgi izveidotajā atsegumā vizuāli tika konstatētas atšķirības nogāzi formveidojošo nogulumu sastāvā, $0,25 \text{ m}$ dziļumā no virskārtas, uz vertikālas virsmas, saskaņā ar F.Brunori ar autoriem aprakstīto metodiku (Brunori *et al.*, 1989), tika veikti 10 mērījumi, pēc tam tika aprēķināta vidējā aritmētiskā bīdes pretestības τ vērtība katrai nogulumu slāņkopai. Iežu paraugu monolīti to laboratoriskai izpētei tika iegūti ar AMS kameras ģeoloģisko urbi ar ievietojamu plastikāta konteineru (konteinerā $\varnothing 50 \text{ mm}$; $H=204 \text{ mm}$). Katrā paraugu ņemšanas vietā tika ņemti 5 paraugi dabīgi mitras grunts blīvuma $\rho_w \text{ (g cm}^{-3}\text{)}$ vidējo aritmētisko vērtību iegūšanai, kuras tika noteiktas Daugavpils universitātes (DU) Ģeoloģijas laboratorijā saskaņā ar inženierģeoloģiskajos un ģeomorfoloģiskajos pētījumos vispārpieņemtām standartmetodēm (Shevcov, 1987; Goudie *et al.* 1998; Filipenoks *et al.*, 2006).

Iegūtie dati par nogāzes veidojošo nogulumu grunts mehāniskajām īpašībām un fizikālajiem raksturlielumiem turpmāk tika izmantoti, lai noskaidrotu nogāžu stabilitātes un gravigēno procesu nozīmi lineārās erozijas formu attīstībā, t.i. lai identificētu nogāžu procesus kā vienu no iespējamajiem jaunu gravu veidošanās un erozijas reaktivizācijas palaidējmehānismiem. Vienlaicīgi šādi dati tika izmantoti, lai noskaidrotu ģeoloģiskās uzbūves vertikālā griezumā ietekmi uz gravu veidošanos.

3.5. Nogulumu granulometriskā analīze

Gravu izneses konusus esošo proluviālo nogulumu granulometriskā sastāva analīze tika veikta standartizētās procedūras gaitā (Goudie *et al.*, 1998; Filipenoks *et al.*, 2006) ar sausās sijāšanas metodi, izmantojot ATM (U.S. Geological Survey approved; ASTM Standard E11) standarta ģeotehnisko tērauda sietu komplektu. Par cik izneses konusus veidojošā materiāla granulometriskā analīze tika veikta ar mērķi noskaidrot rupjatlūzu un smilts frakcijas daļiņu īpatsvaru un tad pēc F. Hjulstroma (1935) nomogrammas

rekonstruēt straumes ātrumus, pie kādiem varēja būt veidojušies konusi, tad aleirītu un māla frakcijas granulometriskajai analīzei piemērotākās sedimentoloģiskās vai lāzerdifraktometrijas metodes netika pielietotas.

Granulometriskajai analīzei *in situ* tika ņemti ≈ 2 kg drupiežu paraugi no konusa virsmas un $\frac{1}{2}$ no tā biezuma. No katra parauga pēc to žāvēšanas pie 110°C 24 h laikā tika ņemti 200 g iesvari un pēc sijāšanas tika noteikts daļiņu $d > 10$ mm; $10 \text{ mm} \geq d > 5$ mm; $5 \text{ mm} \geq d > 2$ mm; $2 \text{ mm} \geq d > 1$ mm; $1 \text{ mm} \geq d > 0,5$ mm; $0,5 \text{ mm} \geq d > 0,25$ mm; $0,25 \text{ mm} \geq d > 0,1$ mm; $0,1 \text{ mm} \geq d$ procentuālais saturs. Sietu analīze katram paraugam tika atkārtota piecas reizes. Paraugu iesvaru un frakciju masas tika noteiktas ar KERN 440-47N digitālajiem svāriem (mērījumu precizitāte $\pm 0,1$ g).

Granulometriskās analīzes rezultāti tika apkopoti *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_GRANULOMETRIJA” un attēloti puslogaritmiskajā mērogā, ar mērķi iegūt nogulumus veidojošo daļiņu izmēru sadalījuma kumulatīvo līkni (Kondolf *et al.*, 2003), kur uz X ass tiek atliktas daļiņu izmēru d vērtības (mm), bet uz Y ass – nogulumu daļa (%), kura ir smalkgraudaināka par norādīto d vērtību. Lai no kumulatīvās līknes atvasinātu tālākai analīzei nepieciešamos statistiskos deskriptorus, daļiņu izmērs d (mm) tiek aizstāts ar fluviālā vidē akumulētu dažādgraudainu nogulumu izpētei piemērotāku lielumu ‘ Φ ’ Φ (Krumbein, 1934; Inman, 1952), kura vērtība tiek noteikta pēc formulas (*ibid.*):

$$\Phi = -\log_2(d) \quad (3.7)$$

kur d – nogulumu decimālās granulometriskās klasifikācijas frakciju robežvērtības (mm), kuras faktiski atbilst sietu acs izmēram, attiecīgi $\Phi = -3,32$ pie $d = 10$ mm, $\Phi = 0$ pie $d = 1$ mm un $\Phi = 6,64$ pie $d = 0,01$ mm

Pēc formulas (3.7) pārrēķinot granulometriskās analīzes datus un konstruējot grafiku, kur uz X ass tiek atliktas daļiņu granulometrisko klašu robežvērtībām atbilstošās Φ vērtības (bez mērvienībām), bet uz Y ass – granulometrisko klašu summārais īpatsvars (%) paraugā, no X ass tiek nolasīti statistisko deskriptoru Φ_5 , Φ_{16} , Φ_{25} , Φ_{50} , Φ_{75} , Φ_{84} un Φ_{95} skaitliskie lielumi, attiecīgi pie daļiņu 5%, 16%, 25%, 50% u.t.t. īpatsvara paraugā.

Šie statistiskie deskriptori darbā tika izmantoti, lai saskaņā ar fluviālo nogulumu granulometriskajā analīzē plaši izmantojamo statistisko metodi (Folk and Ward, 1957) paraugos noteiktu daļiņu vidējo izmēru M_a (formula 3.8), kas izteikts Φ vienībās, un tam atbilstošu nogulumu veidu, šķirotības pakāpi σ (formula 3.9), un daļiņu granulometriskā sadalījuma simetriju Sk (angl. *skewness*) (formula 3.10).

$$M_a = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad (3.8)$$

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6} \quad (3.9)$$

$$Sk = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2 \cdot \Phi_{50}}{2 \cdot (\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2 \cdot \Phi_{50}}{2 \cdot (\Phi_{95} - \Phi_5)} \quad (3.10)$$

Nosauktie trīs raksturlielumi, ņemot vērā to skaitliskās vērtības (3.5.1.; 3.5.2. un 3.5.3. tabulas), ļauj rekonstruēt fluviālās akumulācijas apstākļus, kādos veidojušies nogulumi (Kondolf *et al.*, 2003), pie kam M_a , σ un Sk raksturlielumi tiek sekmīgi izmantoti arī gravu izneses konusu veidošanās apstākļu rekonstrukcijai (Smolska, 2006).

Daļiņu vidējais izmērs M_a (3.5.1. tabula) paraugā raksturo nosacītu udensplūsmas vidējo kinētisko enerģiju, kuras ietekmē no gravas sateces baseina noskalotais un gravas gultnē erodētais materiāls tiek transportēts uz gravas izneses konu. Tātad, pie lielākas vidējās kinētiskās enerģijas, un attiecīgi arī lielāka straumes ātruma pieaug gravas gultnē ar ūdensplūsmu pārvietojamo daļiņu izmēri, kas atspoguļojas augstākā M_a vērtībā konā akumulētajiem nogulumiem. Saskaņā ar literatūrā sniegtajām ziņām (Zygmunt, 2009), gravu izneses konus veido galvenokārt smalkgraudaina smilts, aleirītiski un mālaini nogulumi, respektīvi, tās nogulumu grupas, kuru M_a vērtības pārsniedz 2. Rupjāku frakciju klātbūtne izneses konusus norāda uz ūdens straumes ātruma, kinētiskās enerģijas transportēšanas kapacitātes pieaugumu, kas savukārt apliecina erozijas aktivizēšanos gravās klimatisko vai antropogēno faktoru ietekmē (Smolska, 2006).

3.5.1. tabula. Nogulumu iedalījums grupās atkarībā no tos veidojošo daļiņu vidējā izmēra M_a , kas izteikts Φ vienībās (pēc Folk and Ward, 1957, autora modificēts)

Table 3.5.1 Classification of sediments depending on mean size M_a of particles in sample, expressed in Φ units (after Folk and Ward, 1957 modified by author)

Daļiņu vidējais izmērs M_a paraugā			
vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa	vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa
$M_a < -1$	oļājs, oļaina grants	$3 \leq M_a < 3,75$	aleirītiska smilts
$-1 \leq M_a < 0$	ļoti rupjgraudaina smilts	$3,75 \leq M_a < 5$	smilšains aleirīts
$0 \leq M_a < 1$	rupjgraudaina smilts	$5 \leq M_a < 6$	aleirīts
$1 \leq M_a < 2$	vidējgraudaina smilts	$6 \leq M_a < 8$	mālais aleirīts
$2 \leq M_a < 3$	smalkgraudaina smilts	$8 \leq M_a$	māls

Daļiņu šķirotības pakāpe σ (3.5.2. tabula) raksturo izneses konu veidošanās apstākļus citā griezumā, respektīvi, parāda, vai tie ir vienmērīgas straumes, vai pēkšņu uzplūdu ģeoloģiskās darbības rezultāts. Ņemot vērā, ka ļoti labi šķiroti nogulumi faktiski ir viendabīgi jeb homogēni (Inman, 1952) to veidošanos var saistīt ar lamināru ūdens plūsmu. Pieaugot straumes ātrumam un turbulencei, daļiņas vairāk tiek sajauktas un izneses konusā vienā slānī tiek izgulsnētas gan smalkgraudains, gan rupjākas materiāls, un attiecīgi palielinās σ vērtības.

3.5.2. tabula. Nogulumu iedalījums grupās atkarībā no tos veidojošo daļiņu šķirotības pakāpes σ , kas izteikta Φ vienībās (pēc Folk and Ward, 1957, autora modificēts)

Table 3.5.2 Classification of sediments depending on degree of sorting σ of particles in sample, expressed in Φ units (after Folk and Ward, 1957 modified by author)

Daļiņu šķirotības pakāpe σ paraugā			
vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa	vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa
$\sigma < 0,35$	ļoti labi šķiroti	$0,71 \leq \sigma < 1,00$	vidēji šķiroti
$0,35 \leq \sigma < 0,50$	labi šķiroti	$1,00 \leq \sigma < 2,00$	vāji šķiroti
$0,80 \leq \sigma < 0,71$	vidēji labi šķiroti	$2,00 \leq \sigma < 4,00$	slikti šķiroti
		$4,00 \leq \sigma$	nešķiroti

Caurplūdamam strauji palielinoties ekstrēmu nokrišņu vai intensīvas sniega kušanas rezultātā, gravas gultnē var veidoties dubļu plūsma, kuras transportētais un izneses konā akumulētais materiāls pēc σ vērtības faktiski būs nešķirots. Summējot teikto var secināt, ka σ vērtību pieaugums atspoguļo straumes ātruma, transportēšanas kapacitātes un turbulences pieaugumu izneses konusa veidošanās laikā. Turklāt σ vērtības tuvu vai lielākas par 4 norādīs uz iespējamām pārrāvumu straumēm, kuru veidošanās saistīta ar ūdens masu uzkrāšanos nogāžu procesu radītos nosprostošanas rezervuāros gravās un pēkšņu atbrīvošanos (angl. *first flush*), ūdenim pārraujot drupiežu dambi.

Daļiņu granulometriskā sadalījuma simetrija Sk (3.5.3. tabula) raksturo atšķirīgu granulometrisku frakciju īpatsvaru gravas konu veidošajās nogulumos. Ideālā sadalījuma gadījumā, kad visas frakcijas nogulumos ir vienādā apjomā, $Sk = 0$. Nobīde negatīvo vērtību virzienā parāda, ka gravas konā dominē rupjgraudaini nogulumi, tātad kona veidošanās laikā ar intensīvām ūdens straumēm no sateces baseina un gultnes piegādāti psefītu frakcijas drupieži. Savukārt nobīde pozitīvo vērtību virzienā raksturo, ka gravas konā dominē smalkgraudaini nogulumi, tātad to akumulācijas laikā ar lēnām ūdens straumēm transportēti aleirītu vai pelītu frakcijas drupieži.

3.5.3. tabula. Nogulumu iedalījums grupās atkarībā no tos veidojošo daļiņu granulometriskā sadalījuma simetrijas Sk , kas izteikta Φ vienībās (pēc Folk and Ward, 1957, autora modificēts)

Table 3.5.2 Classification of sediments depending on symmetry of the distribution curve of particles in sample or skewness Sk , expressed in Φ units (after Folk and Ward, 1957 modified by author)

Daļiņu granulometriskā sadalījuma simetrija Sk paraugā			
vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa	vērtību diapazons Φ vienībās	nogulumu grupa
$1,00 \leq Sk < 0,30$	stipra nobīde uz smalkgraudaino frakciju	$0,10 \leq Sk < -0,10$	gandrīz simetrisks
$0,30 \leq Sk < 0,10$	nobīde uz smalkgraudaino frakciju	$-0,10 \leq Sk < -0,30$	nobīde uz rupjgraudaino frakciju
		$-0,30 \leq Sk < -1,00$	stipra nobīde uz rupjgraudaino frakciju

Vienlaicīgi ar statistisko deskriptoru analīzi, lai uzskatāmāk raksturotu granulometriskā ziņā atšķirīgu frakciju īpatsvaru izneses konus veidojošajos nogulumus, daļiņu izmēru sadalījuma kumulatīvās līknes tika transformētas par sastopamības frekvenču apgabaliem jeb kvartilām, jo pēdējās no nosauktajām ļauj vienā grafikā apvienot daudzu paraugu granulometriskā analīžu rezultātus un novērst līkņu pārklāšanos. Tāpēc šī metode tiek uzskatīta par īpaši piemērotu fluviālos procesos veidojušos nevienmērīgu nogulumu statistiskai un grafiskai analīzei (Kondolf and Wolman, 1993) un šādiem mērķiem tika izmantota arī promocija darbā.

3.6. Gravju veidošanās un atmiršanas vecuma noteikšana

Pētījumam Latvijas dienvidaustrumu daļā, Augšdaugavas pazeminājumā tika izvēlēts Daugavas senielejas Slutišķu–Sandarišķu posms, kas ietver trīs no desmit iegrauztajiem meandriem (Eberhards, 1994), attiecīgie šo fluviālo reljefa vidējformu nosaukumi ir Daugavsargu loks, Ververu loks un Rozališķu loks (Nikodemusa, 1994). Balstoties uz iepriekšējos pētījumos iegūtajiem datiem par šīs teritorijas gravju morfoloģiju (Soms, 2006a) un papildus veikto gravju attīstības stadiju rekognosciju *in situ*, Ververu loka virsotnē esošajās senajās lineārās erozijas formās netika veikti ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskās izpētes darbi, jo lielākajā daļā no sengravām tika konstatēta dziļumerozijas atjaunošanās un dziļu V-veida iegrauzumu attīstība. Tādējādi pētījumi tika

koncentrēti tikai divos lokos, t.i. Daugavsargu loka un Rozališķu loka virsotnēs, kur upes labo pamatkrastu vietām saposmo ne tikai daudzas gravas un sengravas, bet arī karengravas. Šajās reljefa formās tika veikti ģeoloģiskās zondēšanas darbi un rakti šurfi ar nolūku noskaidrot sengravās akumulētā prolūvija litoloģiju un slāņa biezumu. Šim mērķim vispirms pēc lauka rekognoscijas datiem tika atlasītas četras sengravas, kuru gultnēs nebija nesenu iegrauzumu pēdu un kuru lēzenais U-veida šķērsprofils un velēnu sega liecināja par gultnes aizpildīšanos ar prolūviju. Minētajās sengravās šķērsām ievalka līnijai ar *MudAuger* rokas ģeoloģisko urbi (\varnothing 4 collas) tika veikta piecu līdz sešu urbumu sērija. Urbumos tika noteikts dziļums, kādā atrodas kontakts starp šajā teritorijā kvartāra virsmu veidojošiem glacigēniem gQ_3 augšpleistocēna (Juškevičs *et al.*, 2003) akmeņaina un grantaina smilšaina māla nogulumiem un sengravas gultni aizpildošiem aleirītiskiem un smilšainiem proluviālajiem nogulumiem. Maksimālais proluviālo nogulumu biezums iezīmēja sengravas gultnes dziļāko daļu pirms aizpildīšanās. Proluviālo nogulumu slāņa biezums un to veidošanās ilgums, kurš tika noteikts ar ^{14}C AMS datēšanas metodēm (skat. šīs apakšnodaļas turpinājumā), bija nepieciešams, lai aprēķinātu vidējo akumulācijas ātrumu sengravās un salīdzinātu šādus rezultātus ar citu zinātnieku sniegto informāciju par erozijas formu aizpildīšanos ar proluviālajiem nogulumiem fizioģeogrāfiski līdzīgā ainavvidē (Smolska, 2006).

Saskaņā ar prasībām par paraugu iegūšanu palinoloģiskajām analīzēm (Moore *et al.*, 1991), apmēram 0,5 m attālumā no urbuma ar maksimālo prolūvija slāņa biezumu, ar AMS kameras ģeoloģisko urbi ar ievietojamu plastikāta konteineru (konteinerā \varnothing 50 mm; H=204 mm) no gultnes-prolūvija kontakta zonas tika ņemti netraucēti monolīti to laboratoriskai izpētei un sporu-putekšņu sastāva noteikšanai LU ĢZZF Kvartārvides laboratorijā. Šādas metodikas mērķis bija pārbaudīt darba hipotēzi par iespējamību pēc sengravas gultnes-prolūvija kontakta zonā apraktā sporu un putekšņu sastāva noteikt erozijas aprīmšanas un sengravas aizpildīšanās sākuma laiku. Literatūras analīze (Schmitt *et al.*, 2006; Dotterweich, 2008) parādīja, ka sākoties gravas atmiršanai un tās gultnei aizpildoties ar prolūviju, tieši akumulēto nogulumu griezuma apakšējā daļā jābūt tādām sporu-putekšņu spektram, kas atspoguļo lokālās teritorijas floristiskā sastāva iezīmes gravas attīstības beigu fāzē. Tātad hipotētiski, iegūstot sengravas gultnes-prolūvija kontakta zonas sporu-putekšņu sastāva diagrammu un to salīdzinot ar esošajiem griezumumiem (Segliņš 2001a un 2001b), būtu iespējams noteikt prolūvija akumulācijas sākuma laiku un tādējādi identificēt sengravas vecumu.

Katrs no analizējamajiem monolītiem sporu-putekšņu analīzes veikšanai tika sadalīts 5 cm biezos paraugos. Putekšņu koncentrēšana paraugos tika veikta ar dažādiem ķīmiskās un mehāniskās attīrīšanas paņēmieniem, lai izšķīdinātu vai izskalotu minerālo grunti un citas cilmes organisko materiālu. Sporu un putekšņu apstrādei un koncentrēšanai tika izmantota O. Kondratienes (Petrova *et al.* 1986) uzlabotā Gričuka izstrādātā atdalīšanas metode, pielietojot augsta blīvuma ($\delta=2,22 \text{ g cm}^{-3}$) KJ/CdJ₂ šķīdumu. Sporu – putekšņu diagrammas tika konstruētas ar *TILIA 2.00* and *TGView 2.0.2* datorprogrammām.

Sengravās veiktajos urbumos no gultnes – prolūvija kontakta zonas tika iegūti arī apraktas koksnes fragmenti. Latvijas Universitātē, kā arī Latvijā nav pieejama aparatūra, ar kuru būtu iespējams veikt radiooglekļa absolūto datēšanu, tāpēc iegūtie apraktas organikas (koksnes fragmenti) tika ievietoti hermetizētā, gaismas necaurlaidīgā augstspiediena polietilēna (HDPE) konteinerā un nosūtīti akselerācijas masu spektrometrijas (angl. *accelerator mass spectrometry* jeb *AMS*) ¹⁴C datēšanai uz Radiooglekļa laboratoriju Erlangenas Universitātē, Vācijā (*AMS Radiokarbonlabor, Universität Erlangen-Nürnberg*). Saņemtie dati par paraugu absolūto vecumu (lab. Nr. Erl-10456), saskaņā ar laboratorijas sniegto informāciju, tika koriģēti pēc $\delta^{13}\text{C}$ pie 25‰, un kalibrēti ar *Calib 5.0* datorprogrammu (Stuiver and Reimer, 1993), lai veiktu pārrēķinu uz kalendārajiem gadiem un noteiktu apraktās koksnes vecumu.

3.7. Dendroģeomorfoloģiskie pētījumi

Zinātniskajā apritē terminu „dendroģeomorfoloģija” pirmoreiz lietoja un pētījumu metodes pamatojumu sniedza somu zinātnieks J. Alestalo (1971), kurš izmantoja koka stumbru gadskārtu skaita un to pieauguma rakstura analīzi, lai noteiktu ģeomorfoloģisko procesu ietekmi uz koku augšanu un tādējādi interpretētu šo procesu norises dinamiku.

Dendroģeomorfoloģijas metožu pielietojums gan atsevišķi, gan kompleksā ar citām datēšanas metodēm, it sevišķi ¹³⁷Cs izotopu kā Černobiļas AES avārijas marķieru identificēšanu mūsdienu nogulumos, sniedz atzīstamus rezultātus erozijas un nogāžu procesu norises ātrumu noteikšanā un apjomu kvantificēšanā. To apliecina daudzi citās valstīs veiktie pētījumi (Vandekerckhove *et al.*, 2001; Mizugaki *et al.*, 2006; Gärtner, 2007; Malik, 2008; Bollschweiler *et al.*, 2008; Casali *et al.*, 2009). Īpaši noderīga minēto metožu integrēšana pētījumu datu ieguvē ir tajos gadījumos, kad nepieciešams laiktelpiskā

griezumā raksturot gravu attīstības un erozijas procesus, kuri norisinājušies relatīvi nesēn, t.i. pēdējo gadsimtu vai vairāku desmitgažu laikā. Dendroģeomorfoloģijas pielietojums ir aktuāls ticamu datu ieguves kontekstā arī Latvijā tajās teritorijās, kur (1) nav izveidoti stacionārie novērojumu atbalsta punkti un attiecīgi nav veikts ilglaicīgs ģeomorfoloģiskais monitorings; (2) nav pieejams dažādos gados izdots un ilgāku laika posmu (>100 gadi) ietverošs liela mēroga kartogrāfiskais materiāls, kura analīze ļautu spriest par gravu attīstības dinamiku; (3) nav vēsturiski vai dokumentos fiksēta gravu erozijas procesu norises un to seku hronoloģija. Jāatzīmē arī, ka līdz šim Latvijā dendroģeomorfoloģijas metodes nav tikušas pielietotas mūsdienu eksogēno ģeoloģisko procesu izpētē, tāpēc šāda rakstura pētījumu aprobācija papildina ģeomorfoloģisko metožu klāstu reljefa veidotājfaktorus raksturojošās informācijas ieguvei.

Līdzīgi kā citi eksogēnie procesi, noslīdeņu veidošanās un gravu attīstība negatīvi limitējoši ietekmē kokaugu veģetāciju - koku augšana ar vertikālu stumbra stāvokli ir iespējama tikai pēc tam, kad nogāžu vai erozijas procesi ir apstājušies un nogāzes ir stabilas. Tādējādi, nosakot gravu un noslīdeņu nogāzēs augošu koku vecumu, salīdzinoši precīzi ir iespējams noteikt noslīdeņu cirku vai gravu stabilizācijas laiku. Datēšanai, pielietojot dendroģeomorfoloģijas metodes, var tikt izmantoti arī kritušu, bet vitālu koku stumbru atvases, kuras attīstās no snaudošajiem pumpuriem pēc nogāžu procesu norises (Vandekerckhove *et al.*, 2001), kā arī atsevišķi citi indikatori (Gärtner, 2007).

Lai iespējami minimāli traumētu koku stumbrus, to vecuma noteikšanai tika izmatota SUUNTO firmas Preslera tipa rokas svārpsta koka stumbra urbuma serdes iegūšanai. Ar šo instrumentu iespējami tuvu sakņu kaklam, orientējot svārpstu serdes virzienā, secīgi tika veikti divi, savstarpēji perpendikulāri urbumi gravās augošu lapu koku sugu stumbros. Izņemot stumbra serdeni no svārpsta, koksnes paraugs tika samitrināts ar glicerīnu, lai kontrastaināk izdalītos gadskārtas, un tad tika noteikts koka vecums (Stokes and Smiley, 1996). Nogāžu procesu aktivizēšanās periodu datēšanai tika izmantoti noslīpēti atvašu šķērsriezumi (Vandekerckhove *et al.*, 2001), kuri tika iegūti no noslīdeņos esošu „apskurbušā meža” kritušu koku stumbru vertikāli augošām vasas proksimālajām daļām.

Dendroģeomorfoloģijas metožu sekmīgs pielietojums gravu erozijas pētījumos citās Eiropas valstīs (Vandekerckhove *et al.*, 2001; Casali *et al.*, 2009), tajā skaitā fiziogēogrāfiski līdzīgā ainavīdē (Malik, 2008), parāda, ka šī pētījumu metode kompleksā ar tradicionālajām ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskajām metodēm var tikt izmantota arī dienvidaustrumu Latvijā, kur daudzas gravas sedz lapukoku veģetācija (Soms, 2006a). Tas

ļaus iegūt jaunus, zinātniskas kvalitātes rezultātus par gravu stabilizācijas un aprīmšanas laiku, un kā arī spriest par šo reljefa formu attīstības dinamiku.

3.8. Ģeomātikas metodes datu ieguvē un apstrādē

Ģeomātikas metodes ietvēra globālās pozicionēšanas sistēmas (GPS) iekārtu, lāzernivelēšanas iekārtu un ģeogrāfiskās informācijas sistēmu (ĢIS) programmatūras izmantošanu.

Ģeoloģisko urbumu un gravu nogulumu paraugu ievākšanas vietu, kā arī citu dabā veikto novērojumu un mērījumu punktu koordinātu noteikšana tika veikta ar *THALES MobileMapper CE* GPS iekārtu. Minētā iekārta ļauj veikt taisnlenča koordinātu noteikšanu, tajā skaitā arī LKS-92 koordinātu sistēmā un ar iebūvēto *ArcPad 7.0* moduli uzreiz ļauj fiksēt rezultātus *.shp apveidatņu formātā. Dabā augstāk nosauktās pētījumu un mērījumu vietas tika fiksētas kā punktveida objekti, to atribūtu tabulā tika ievadīts objekta tips, nosaukums un to raksturojošā informācija. Gravu ievalku, noslīdeņu kroles līniju un citu līnijveida objektu ģeogrāfiskās lokalizācijas precizēšanai tika izmantota šī pati GPS iekārta. Jāpiebilst, ka blīvās lapu koku veģetācijas dēļ, kāda galvenokārt ir gravās, arī pēc GPS datu pēcapstrādes saglabājās horizontālā mērījumu kļūda (± 2 līdz 8 m). Tomēr, ievērojot liela mēroga karšu precizitātes nosacījumus (Robinson *et al.*, 1995), to var uzskatīt par pētījumiem pietiekamu precizitāti. Vēlāk iegūtie dati no GPS iekārtas tie tika eksportēti uz datoru, kur notika to tālāka apstrāde ar ESRI ĢIS programmatūru *ArcView 9.3*.

Gadījumos, kad bija nepieciešama absolūtā augstuma piesaiste, piemēram, nivelēšanas darbu veikšanai, tika izmantota augstas precizitātes klases divkanālu (L1/L2) GPS iekārta *LEICA GX 1230 GG*.

Gravu garenprofilu, bet lielajām gravām arī šķēršprofilu, kā arī nogāžu profilu sagatavošanai tika veikta nivelēšana. Nivelēšanai tika izmantots *LEICA Sprinter 100M* digitālais lāzernivelieris (standarta nobīde augstuma mērījumiem uz 1 km dubultā gājiena ± 2 mm). Nivelēšana tika veikta atbilstoši IV klases (tehniskās nivelēšanas) prasībām. Uzmērīšana tika veikta ar šim uzdevumam piemērotāko metodi (Cox, 1998; Poklad and Gridnev, 2007), t.i. ar ģeometrisko līmetņošanu jeb nivelēšanu.

Par ĢIS platformu tika izvēlēts pasaulē plaši izmantojams *ESRI ArcGIS 9.3* datorprogrammas komplekss. Lai veiktu specializētas funkcijas, kas ir nepieciešamas reljefa analīzei, datu interpolācijai un operācijām ar rastriem, tika izmantoti *ArcView 9.3* paplašinājumi (angl. *Extensions*) *Spatial Analyst* un *3D Analyst*.

ESRI ĢIS datorprogramma *ArcView 9.3* tika izmantota vektordatu veidošanai un pēcapstrādei, tematisko slāņu sagatavošanai, digitālo reljefa modeļu izveidošanai, karšu sagatavošanai un ģeotelpiskās analīzes veikšanai. Ar to tika veiktas parastās operācijas – punktveida un līnijveida objektu *.shp failu izveidošana, tajos atainojamās informācijas ciparošana un rediģēšana, atribūtu tabulu veidošana un aizpildīšana, ģeogrāfiski saistīto vides datu vizualizācija un karšu sagatavošana saskaņā ar ĢIS standartprocedūrām (Booth *et al.*, 2000).

Izmantojot *ESRI ArcGIS* moduli *ArcMap 9.3*, tika izveidoti tematiskie slāņi “gravas” (kuras reprezentē gravu ievalki – *polyline*) un “gravu sateces baseini” (*polygon*), gravas raksturojošo ģeomorfoloģisko, ģeoloģisko, hidroloģisko u.c. veida skaitliska vai tekstuāla rakstura informāciju pievienojot kā atribūtus. Izveidotās *.shp apveiddatnes tika integrētas autora sagatavotajā *ESRI Geodatabase* formāta ģeodatu bāzē „GIS_GRAVAS”, kas ir piemērotāks veids ĢIS datu glabāšanai nekā *ESRI Shapefile* formāts (Zeiler, 1999).

Savietojot ģeoloģisko uzbūvi raksturojošos iepriekš izveidotos laukumveida *.shp failus (skat. 3.1. nodaļu) ar atvasinātajiem tematiskajiem slāņiem, tika veikta datu ģeotelpiskā analīze, meklējot savstarpējo saistību starp ģeoloģisko uzbūvi un gravu erozijas tīkla telpisko organizāciju pētījumu teritorijā.

Tālākā darba gaitā tika veikta iegūto datu matemātiskā analīze, nosakot korelāciju starp gravu garumu un sateces baseina platību, kā arī tika izveidoti jauni tematiskie slāņi (“gravu tīkla blīvums” t.i. garums uz 1 km² TKS-93 tīklā un “gravu tīkla biežība” t.i. skaits uz 1 km² TKS-93 tīklā), kas raksturo erozijas tīkla telpisko organizāciju. Konceptiju, kas matemātiski apraksta (formula 3.11) ūdensteces pakāpi un erozijas tīkla blīvumu, ieviesa R. Hortons (1945):

$$D_d = \frac{\sum L}{A_c} \quad (3.11),$$

kur $\sum L$ ir kopējais ūdensteču garums (km) sateces baseinā, A_c – ūdensteces sateces baseina platība.

Attiecinot šo koncepciju uz gravu erozijas tīklu, tā blīvumu D_d (km km^{-2}), izsaka kā

$$D_d = \frac{\sum L_g}{A} \quad (3.12),$$

bet gravu tīkla biezību kā

$$D_b = \frac{\sum N_g}{A} \quad (3.13),$$

kur A – teritorijas platība, kurā tiek aprēķināts gravu tīkla blīvums vai biezums (km^2), $\sum L_g$ ir kopējais gravu garums (km) teritorijas platībā A , $\sum N_g$ ir kopējais gravu skaits teritorijas platībā A .

Augstāk minētās izejas raksturlielumu L_g un A vērtības tika noteiktas, izmantojot *ArcMap 9.3* iebūvētos *Calculate Geometry* rīkus saskaņā ar ĢIS standartprocedūrām (Booth *et al.*, 2000). Balstoties uz formulām 3.12 un 3.13, un izmantojot ģeodatu bāzē „GIS_GRAVAS” integrētos erozijas tīklu raksturojošos L_g un A datus, ĢIS modulī *ArcMap 9.3* tika veikta jaunu atribūtu atvasināšana un gravu tīkla blīvuma D_d un biezības D_b skaitlisko vērtību aprēķini saskaņā ar standartprocedūrām (*ibid.*). Iegūtie dati turpmākajā darba izstrādes gaitā tika izmantota ģeotelpiskās analīzes procedūru (Mitchell, 1999; de Smith *et al.*, 2007) veikšanai.

Trīsdimensiju digitālo releja modeļu (DRM) ģenerēšanai tika izmantots *ArcView 9.3* paplašinājums *3D Analyst* un datorprogramma *Surfer 3.2*. DRM ģenerēšanai nepieciešamie izejas ĢIS dati tika atvasināti, manuāli vektorizējot horizontāles no skenētām un LKS92 koordinātām piesaistītām bijušās PSRS armijās ģenerālštāba topogrāfiskajām kartēm M 1 : 10 000 (1963.g. koordinātu sistēma, horizontāļu griezuma augstums 2 m). Šāda mēroga un griezuma augstuma karšu kā vektorizēšanas pamatnes izmantošana tiek ieteikta (Li *et al.*, 2005) gadījumos, kad nav pieejami augstas izšķirtspējas fotogrammetrijas vai lāzertimetrijas jeb LiDAR dati. No vektorizētā reljefu aprakstošā horizontāļu ĢIS tematiskā slāņa absolūtā augstuma (m vjl.) datiem interpolācijas gaitā ar *ArcView 9.3* paplašinājumu *Spatial Analyst*, saskaņā ar standartprocedūru (Kopp *et al.*, 2001), tika ģenerēti *ESRI Grid* formāta rastra dati ar rastra šūnas (pikseļa) izmēru 1×1 m, kā arī *GRD* formāta regulārā tīkla (*grid*) dati. Rastra datu formātu noteica to turpmāka izmantošana *3D Analyst* un *Surfer 3.2* vidē trīsdimensiju DRM ģenerēšanai, savukārt rastra šūnas pikseļa izmēru noteica reljefu raksturojošo izejas datu raksturs, konkrēti šajā gadījumā - horizontāļu griezuma augstuma determinētā vertikālā precizitāte (Li *et al.*, 2005). Literatūrā norādīts (*ibid.*), ka digitālās

zemes virsmas modelēšanas (angl. *digital terrain modeling*) vajadzībām izmantojamo ĢIS rastra datu vertikālā precizitāte, rastra datus interpolējot no horizontālēm, ir vienāda ar $\frac{1}{2}$ no horizontāļu griezuma augstuma, mūsu gadījumā tas ir 1 m. Šāda detalizācija ir nepieciešama, lai adekvāti attēlotu (Li *et al.*, 2005) gravu kā relatīvi nelielu reljefa formu veidoto saposmījumu, turklāt rastrs ar mazo šūnas izmēru precīzāk prezentē teritorijas reljefu, kas ir būtiski erozijas ietekmējošo topogrāfisko faktoru noteikšanā (Sørensen and Seibert, 2007). Iegūtie rastra dati ar *ArcView 9.3* paplašinājuma *3D Analyst* rīkiem *ConvertRasterToTIN* (Bratt and Booth, 2000) tika konvertēti par neregulārā trijstūru tīkla jeb TIN (*triangular irregular network* angl.) reljefa datiem, jo tie ļauj efektīvāk vizualizēt un analizēt reljefa struktūru (Li *et al.*, 2005). Promocijas darbā TIN formāta dati tika integrēti autora izveidotajā ģeodatubāzē „GIS_GRAVAS” un turpmāk izmantoti digitālo reljefa karšu sagatavošanai, erozijas modelēšanai, erozijas tīkla apveidu identificēšanai un gavu ģeogrāfiskā izvietojuma likumsakarību noteikšanai pētāmajā teritorijā (skat. 4.2. nodaļu).

No TIN reljefa datiem ģenerētie DRM tika integrēti *ArcView 9.3* paplašinājumā *ArcHydro* un uz to pamata tika veikta iespējamo noteces koncentrēšanās plūsmu modelēšana (Maidment, 2002), ar mērķi veikt ģeotelpisko analīzi un salīdzināt efemēro gravu reālo izvietojumu ar modelēšanas gaitā iegūtajiem datiem par lineārās erozijas iespējamās norises vietām (skat. 4.1.6. apakšnodaļu).

ArcView 9.3 paplašinājums *SpatialAnalyst* tika izmantots, lai uz meteoroloģisko datu pamata, kuri ietverti autora izveidotajā *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” (skat. 3.1. nodaļu), ievērojot standartprocedūru (Kopp *et al.*, 2001), ģenerētu *ESRI Grid* formāta rastra datus, kuri ataino nokrišņu daudzuma, nokrišņu erozivitātes Furnjē indeksa jūlija mēnesim vērtību, nokrišņu sezonālās koncentrācijas *PCI* indeksa un modificētā Furnjē indeksa *MFI* vērtību sadalījumu pētījumu teritorijā.

Lai, ievērojot vertikālo un horizontālo mērogu, konstruētu gravu šķērsprofilus, viena no metodēm ir *Autodesk AutoCAD 2008 LT* programmatūras izmantošana. No gravu nogāžu slīpumu mērījumu sērijām, kuras tika iegūtas lauka pētījumos (skat. 3.3. nodaļu), *AutoCAD 2008 LT* vidē, tika konstruētas profila līnijas ar galvenās izvēlnes rīkjoslas *Draw* rīku *Line*, definējot nogriežņu garumus 1 m (kas atbilst mērījumos izmantotās latas garumam), un atribūtos norādot katra nogriežņa leņķisko vērtību attiecībā pret horizontālo plakni (kas atbilst mērījumos ar klinometru noteiktajam nogāzes krituma leņķim). Tādā veidā iegūtie šķērsprofili tika izmantoti gravu morfoģenētiskajai klasificēšanai (skat. 4.1.

nodaļu), kā arī lai novērtētu nogāžu stabilitāti un gravigēno procesu nozīmi lineārās erozijas formu tālākā attīstībā.

3.9. Datu statistiskā apstrāde

Pētījumos veikto mērījumu un aprēķinu rezultātā iegūto raksturlielumu un skaitlisko vērtību statistiskā analīze tika veikta, ņemot vērā prasības, kādas tiek izvirzītas ģeotelpiska rakstura datu statistiskās informācijas apstrādei, to ticamības un reprezentativitātes noteikšanai (Rogerson, 2001; Webster and Oliver, 2001). Šim mērķim, izmantojot *MS Excel 2007* un *SPSS 12.0 for Windows* datorprogrammas, gravu uzmērīšanā iegūtajiem mainīgajiem morfometriskajiem parametriem, piemēram, gravas platumam GW_t , gultnes platumam GW_b , gravas dziļumam GD tika noteiktas vidējā standartklūda, standartnovirze un vidējā relatīvā standartklūda. Minētās datorprogrammas tika izmantotas arī gravu morfometrisko parametru korelāciju un to būtiskuma faktora r noteikšanai, korelāciju līkņu un trendu grafiskajai analīzei, kā arī faktoru savstarpējo saistību aprakstošo matemātisko vienādību noteikšanai. Ar *SPSS 12.0 for Windows* datorprogrammu tika veikta daudzfaktoru (trīs mainīgie lielumi) analīze, lai noteiktu nokrišņu erozivitāti raksturojošā modificētā Furnjē indeksa MFI vērtību atkarību no nokrišņu koncentrācijas indeksa PCI un nokrišņu vidējā gada daudzuma dienvidaustrumu Latvijā.

4. REZULTĀTI UN INTERPRETĀCIJA

Promocijas darbā ietvertie rezultāti atspoguļo gravu erozijas reljefa ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko lauka pētījumu datus un kamerāli veiktās ĢIS ģeotelpiskās un statistiskās analīzes datus, uz kuru pamata ir noskaidrotas gravu veidošanās, attīstības un erozijas tīkla telpiskā izvietojuma likumsakarības dienvidaustrumu Latvijā.

Kopumā pētījumu rezultāti ļauj izveidot lineārās erozijas formu klasifikāciju un izdalīt dienvidaustrumu Latvijā piecus gravu morfoģenētiskos tipus: tipiskās gravas, nogāžu gravas, gravveida ielejas, karengravas, avotcirku gravas un efemērās gravas. Šī klasifikācija ļauj nodalīt morfoloģiski līdzīgas, bet ģenēzes un veidošanās vecuma ziņā atšķirīgas erozijas formas.

Gravu tīkla apveidu detalizētu pētījumu rezultāti raksturo lineārās erozijas formu ģeogrāfiskā izkārtojuma īpatnības trijās izvēlētās etalonteritorijās: platoveida pauguru izplatības apgabalā Latgales augstienes ziemeļu daļā, upju ieleju un ielejveida pazeminājumu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijā un subglaciālajās iegultnēs Latgales augstienē un Augšzemes augstienē.

Pētījumos iegūtie rezultāti par proluviālo nogulumu biezumu un to uzkrāšanās ātrumu, kā arī sporu-putekšņu analīzes, organiskā materiāla datējumi ar radioaktīvā oglekļa metodi un gravu veidošanās paleohidroloģisko apstākļu modelēšana liecina par gravu tīkla lielāko elementu veidošanos dabisko faktoru ietekmē, pirms līdumu zemkopības un intensīvas antropogēnās ietekmes perioda.

4.1. Gravu klasifikācija un morfoloģija

Zinātniskajā literatūrā gravas kā reljefa formas tiek klasificētas pēc dažādiem kritērijiem un vienlaicīgi ir zināmas atšķirīgas pieejas gravu tipoloģijā. Piemēram, R. Freverts ar līdzautoriem (Frevert *et al.*, 1955) gravas klasificē pēc lieluma un izdala mazas, vidējas un lielas gravas, par pamatu ņemot to dziļumu vai sateces baseina platību. L. Leopolds un J. Millers (1956) gravas klasificē pēc hidroloģiskās saistības kritērija, novērtējot vai, gravas augštece un tās sateces baseins ir lokalizēts tikai uz nogāzes (angl. *discontinuous gully*, hidroloģiski nesaistīta grava), vai arī grava šķeļ nogāzes kroti un tās baseins tālu iesniedzas nogāzei pieguļošajā teritorijā, nodrošinot hidroloģisko saistību starp

hipsometriski augstāk novietoto teritoriju un lokālo erozijas bāzes līmeni (angl. *continuous gully*, hidroloģiski saistīta grava). Fizioģeogrāfiski atšķirīgos reģionos, piemēram, Dienvidaustrumāzijā H. Veidelts (1975) un Rietumeiropā A. Imesons un F. Kvaads (1980), balstoties uz šķērsprofila formu, izdala V-veida, U-veida un trapecveida gravas. G. Fosters (1986) klasifikāciju veic pēc temporālā kritērija gravas iedalot pastāvīgajās (angl. *permanent gully*) un efemērajās gravās (angl. *ephemeral gully*). Ņemot vērā gravu novietojumu reljefā, J. Pūzens ar līdzautoriem (1996) izdala krastu gravas (angl. *bank gully*), ieleju efemērās un nogāžu efemērās gravas (angl. *ephemeral gully*), savukārt A. Paņins ar līdzautoriem (2009) kā galveno klasifikācijas kritēriju izmanto gravu veidošanās vecumu un atsevišķi izdala pleistocēna un holocēna gravas. Svarīgi atzīmēt, ka augstāk minētās pieejas gravu tipu izdalīšanā visbiežāk balstās uz kāda viena kritērija izmantošanu, klasificējot ūdens erozijas veidotās formas.

Latvijā līdz šim nav veikta gravu kā reljefa formu sistematizācija un nav izstrādāta to tipoloģija, līdz ar to visas gravas ir ierindotas fluviālās reljefa grupas īslaicīgo ūdens straumju veidotā reljefa apakšgrupā (Zelčš, 1997). Tomēr, ņemot vērā, ka gravu erozijas tīklu veido dažāda lieluma un ārējā apveida, atšķirīga vecuma un ģenēzes lineārās erozijas veidojumi, ir nepieciešams izdalīt atsevišķus gravu morfoģenētiskos tipus, kuros tiek apvienotas pēc morfoloģiskajām pazīmēm un izcelsmes līdzīgas reljefa formas. Tāpēc promocijas darbā tika veikta gravu morfoģenētiskā sistematizācija pēc vairākiem kritērijiem, t.i. pēc morfoloģiskām (morfometriskām un morfogrāfiskām) pazīmēm, vecuma un izcelšanās. Atbilstoši gravu novietojumam attiecībā pret mezoreljefa formām, gravu morfoloģijai, to ģenēzes īpatnībām un attīstības stadijas iezīmēm, dienvidaustrumu Latvijā pētījumu gaitā apsekotās gravas var iedalīt sekojošos morfoģenētiskajos tipos:

- tipiskās gravas;
- nogāžu gravas;
- gravveida ielejas;
- karengravas;
- avotcirku gravas;
- efemērās gravas.

Izdalītie gravu morfoģenētiskie tipi iekļaujas iepriekš minētajās klasifikācijas sistēmās (4.1.1. tabula), taču, atšķirībā no tām, ļauj nodalīt morfoloģiski līdzīgas, bet ģenēzes un veidošanās vecuma ziņā atšķirīgas erozijas formas. Nosaukto secību nosaka

pētījumos noskaidrotais gravu tipu sastopamības biežums, to īpatsvars erozijas tīkla struktūrā, kā arī to veidošanos ietekmējošo faktoru un veidošanās apstākļu īpatnības.

4.1.1. tabula. Gravu morfoģenētisko tipu saistība ar visbiežāk izmantotajām (Geyik, 1986; Poesen *et al.*, 2003) gravu klasifikācijas sistēmām.

Table 4.1.1. Relationship of morphogenetic types of gullies with most frequently used (Geyik, 1986; Poesen *et al.*, 2003) classifications of gullies.

Gravu morfoģenētiskie tipi DA Latvijā	Klasifikācija pēc morfometriskā kritērija – gravas dziļuma <i>GD</i> (Frevert <i>et al.</i> , 1955)			Klasifikācija pēc hidroģiskās saistības kritērija (Leopold and Miller, 1956)		Klasifikācija pēc temporālā kritērija (Foster, 1986)	
	maza grava <i>GD</i> < 1m	vidēja grava 1m < <i>GD</i> < 5m	liela grava <i>GD</i> > 5m	hidroģiski nesaistīta grava	hidroģiski saistīta grava	pastāvīga grava	īslaicīga grava
Tipiskā grava		×	×		×	×	
Nogāžu grava	×	×		×		×	×
Gravveida ieleja			×		×	×	
Karengrava		×	×		×	×	
Avotcirku grava	×	×		×		×	
Efemērā grava	×			×			×

GD = gravas dziļums

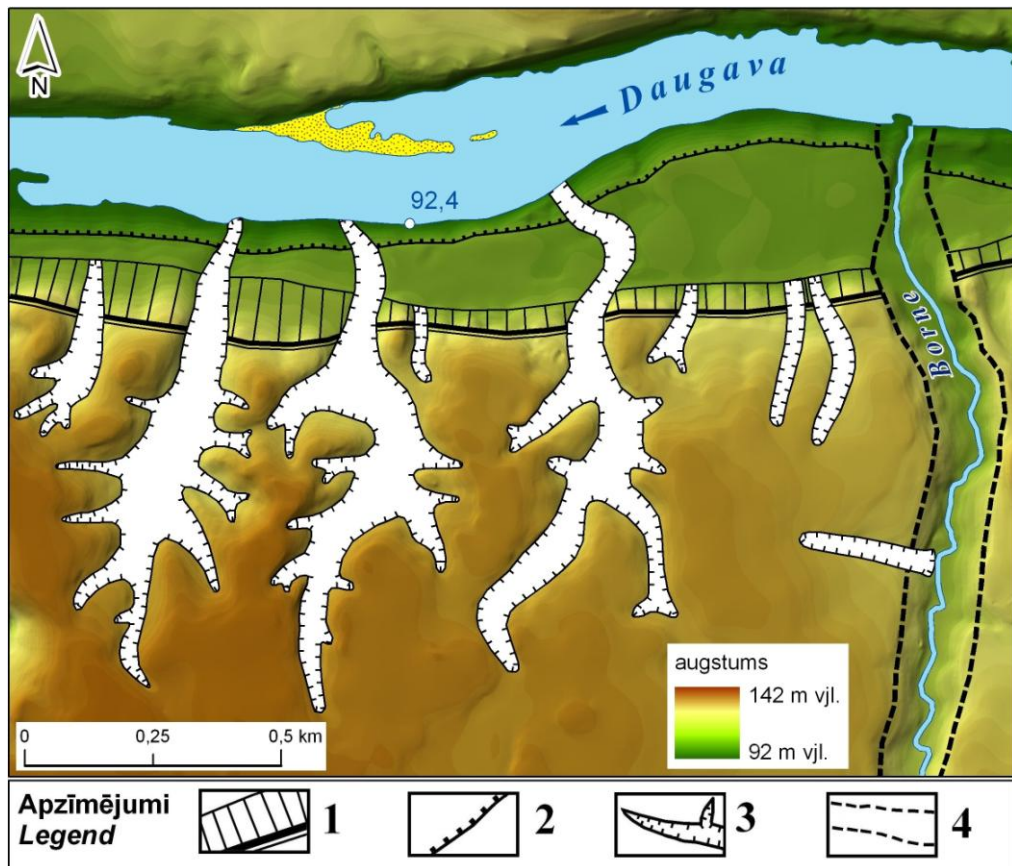
GD = gully depth

Turpmākajās promocijas darba apakšnodaļās tiek raksturotas katra izdalītā gravu morfoģenētiskā tipa raksturīgākās iezīmes.

4.1.1. Tipisko gravu morfoloģija un ģenēze

Šī morfoģenētiskā tipa gravas atbilst t.s. klasiskajām gravām (Poesen *et al.*, 2003) un pētījumu teritorijā Latvijas dienvidaustrumos ir izvietotas un ģenētiski saistītas ar reljefa pozitīvo formu (paugurmasīvu, lielpauguru, platoveida pauguru, augstieņu nogāžu) vai negatīvo formu (upju ieleju, ezeru ieplaku, subglaciālo iegultņu) nogāzēm (Soms, 2006a). Tipiskām gravām kopīgā morfoloģiskā iezīme ir to gultnes novietojums attiecībā pret nogāzi, uz kuras gravas ir veidojušās. Respektīvi, tipisko gravu augšteces, regresīvās erozijas procesa gaitā pagarinoties pa nogāzi uz augšu, ir sasniegušas un šķēlušas nogāzes kroti, un attīstībai turpinoties, gravas ir tālu iesniegušās nogāzei piegulošajā teritorijā. Tādējādi mūsdienās tipiskām gravām lielākā daļa no to gultņu garuma (>50% no L_{gr})

atrodas ārpus nogāzes (4.1.1. attēls) un tām ir morfoloģiski labi izteikti pastāvīgi ūdensguves baseini, kas drenē hipsometriski augstāk novietotas teritorijas.



4.1.1. attēls. Tipiskas sazarotas gravas Daugavas senielejā, Rudņas lokā (55°52'N; 26°58'E).

1 = senielejas pamatkrasts; 2 = virspalu terases kroste; 3 = tipiskas gravas; 4 = upītes ieleja

Figure 4.1.1. Typical branching gullies within the Daugava river valley, in the Rudņa meander (55°52'N; 26°58'E).

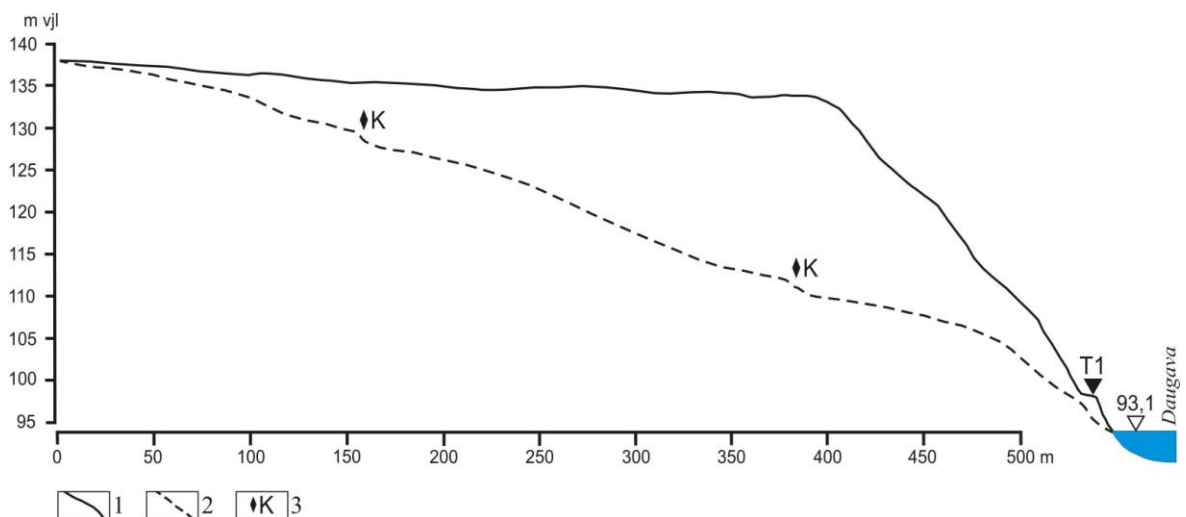
1 = spillway valley sidewall; 2 = edge of the terrace; 3 = typical gullies; 4 = valley of the small river

Attēlā 4.1.1. apskatītais konkrētais piemērs Daugavas senielejā, Rudņas lokā parāda tipiskām gravām raksturīgo iezīmi, respektīvi, ka lielākā daļa no to gultņu garuma (>50% no L_{gr}) atrodas nogāzei piegulošajā teritorijā, un, drenējot hipsometriski augstāk novietotu teritoriju, nodrošina hidroloģisko saistību starp paugurotu morēnas līdzenumu Augšzemes augstienē (Āboltiņš, 1994b) un Daugavu.

Šī morfoģenētiskā tipa gravām raksturīgā hidroloģiskā saistība starp drenējamo apvidu un lokālo erozijas bāzes līmeni nodrošinājusi nokrišņu un sniega kušanas ūdeņu koncentrēšanos gravu gultnēs un ilgstošu regresīvās, dziļum- un sānu erozijas procesu norisi, kā rezultātā gravas ir ieguvušas ievērojamu dziļumu, kas parasti pārsniedz 10 m, un vairākus simtus metru vai pat dažu kilometru garumu (Soms, 2006a).

Autora veikto un promocijas darbā izklāstīto pētījumu gaitā noskaidrots (skat. 3.3. nodaļu), ka šī morfoģenētiskā tipa gravas ir visbiežāk sastopamais gravu veids dienvidaustrumu Latvijā. Tās ir konstatētas gan Latgales augstienē, gan Augšzemes augstienē, gan Daugavas senielejā (Soms, 2010b).

Autora veiktie pētījumi parāda, ka minētā tipa gravu garenprofili neatbilst literatūrā aprakstītajam (Knighton, 1998) fluviālo formu līdzsvara ieliektam profilam (4.1.2. attēls). Minēto neatbilstību nosaka pētījumu teritorijas ģeoloģiskās uzbūve īpatnības, jo īslaicīgām ūdensplūsmām iegrauzoties augšpleistocēna (Juškevičs *et al.*, 2003) glacigēnā akmeņainā morēnas smilšainā mālā (gQ_3), kas veido Daugavas senielejas pamatkrastus (Eberhards, 1972a), subglaciālo iegultņu nogāzes, morēnas lielpaugurus un plakanvirsas pauguru glaciostrukturālās pamatnes (Āboltnišs, 1989), un izskalojot pelītu un psammītu frakcijas daļiņas, gravu gultnēs uzkrājušies rupjie drupu ieži – laukakmeņi, oļakmeņi un oļi. Norādītais psefitu frakciju rupjais materiāls acīmredzot ir pasargājis gravu gultnes no ūdensplūsmu erodējošās iedarbības un aizkavējis tālāku dziļumerozijas procesu, kā arī atsevišķās vietās gultnē veidojies kāples, kuras garenprofilā atspoguļojas kā raksturīgi lūzuma punkti. Pat situācijā, kad gravas stabilizācijas un atmiršanas procesā tās gultne ir aizpildījies ar proluviālo materiālu, šādi garenprofila lūzuma punkti garenprofilā tomēr saglabājas (4.1.2. attēls).



4.1.2. attēls. Tipiskas gravas garenprofils (grava Rudņas lokā, Daugavas kreisajā krastā, 200 m uz ZA no Daugmaļu mājām; $55^{\circ}52'10''N$; $27^{\circ}01'05''E$)

1 = pamatkrasta nogāzes profils; **2** = gravas gultnes profils; **3** = laukakmeņu veidotas kāples.

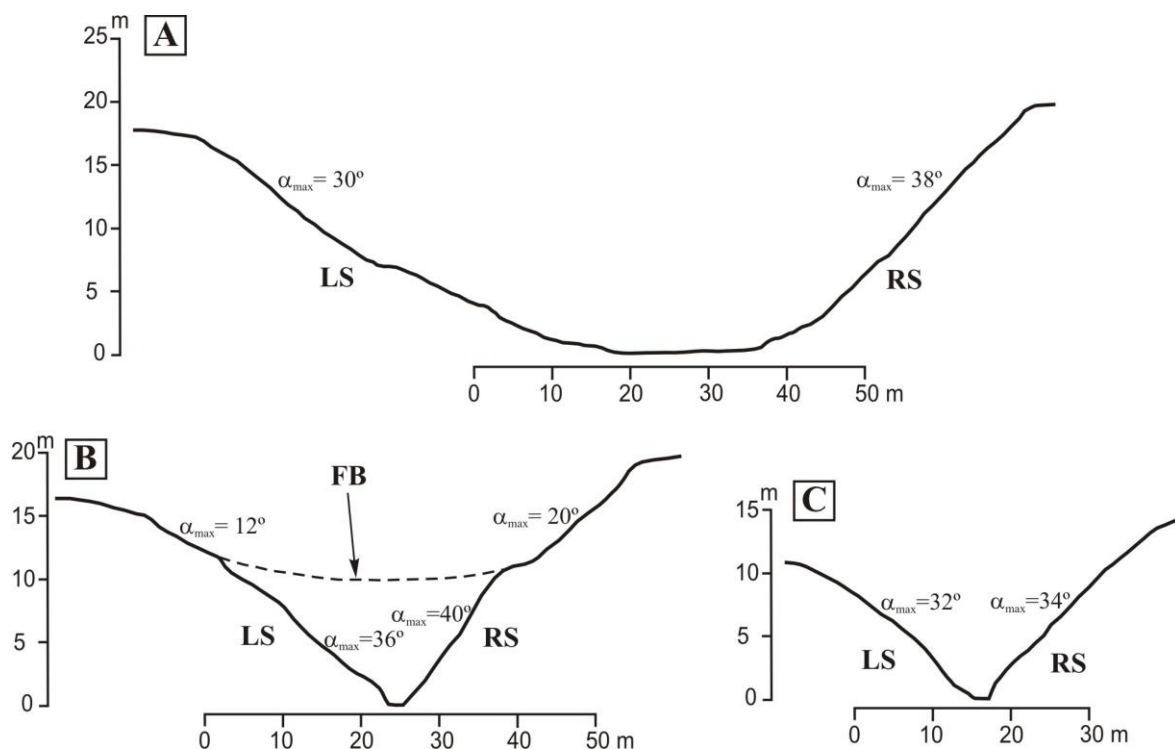
Figure 4.1.2. Longitudinal profile of typical gully (gully located in the Rudņa meander, left bank of the river Daugava, 200 m to NE from Daugmaļi farmstead; $55^{\circ}52'10''N$; $27^{\circ}01'05''E$)

1 = slope profile; **2** = gully bottom profile; **3** = boulders formed knickpoints.

Praktiski visu Latvijas dienvidaustrumos apsekoto tipisko gravu nogāzes sedz meža vai krūmāju veģetācija, vai arī uz nogāzēm izveidojusies velēnu sega. Neskatoties uz plaši izplatītu viedokli (Schwab *et al.*, 1993; Fangmeier *et al.*, 2005; Valentin *et al.*, 2005) par kokaugu segu kā vienu no nozīmīgākajiem gravu eroziju novērsošajiem faktoriem, autora veiktie pētījumi parāda (Soms, 2010a), ka ir iespējama erozijas procesu atjaunošanās arī šādās apmežotās tipiskās gravās, jo ekstrēmu lietusgāžu laikā ar kokiem apaugušās gravu nogāzēs paaugstinās nogāžu procesu risks, kas savukārt paaugstina noslīdeņu radītu nosprostoju un to pārrāvumu straumju veidošanās iespējamību un netieši veicina erozijas reaktivizēšanos (promocijas darba 4.4. nodaļa „Gravu evolūcijas procesa īpatnības un ekstremālu hidroloģiski-meteoroloģisko faktoru nozīme gravu attīstībā”). Tipiskām gravām gultne mazūdens periodā ir sausa, tikai sniega kušanas laikā vai pēc ilgstošiem nokrišņiem tajās veidojas īslaicīgas ūdenstece. Tām tipiskām gravām, kuru garums pārsniedz vairākus simtus metru, ir raksturīga zarošanās (4.1.1. attēls) un dendrītisks erozijas formas apveids. Attiecinot uz šādām formām hidrogrāfiskā tīkla elementu sistematizāciju pēc zarošanās pakāpes (Strahler, 1952), dendrītiska apveida tipiskās gravas var uzskatīt par 2. vai 3. pakāpes gravām (Soms, 2006a).

Lai gan visām tipiskām gravām ir raksturīgs ievērojams dziļums, platums un garums, kā arī gultnes lielākās daļas novietojums ārpus nogāzēm, uz kurām gravas ir veidojušās, tomēr, vadoties no gravu šķēršprofila formas un gravu attīstības stadijas (promocijas darba 1.2. nodaļa „Gravu veidošanās un attīstības process”) morfoloģiskām iezīmēm, šajā tipā var sīkāk izdalīt U-veida vai trapecveida tipiskās gravas jeb sengravas, U+v veida tipiskās gravas jeb saliktas ģenēzes tipiskās gravas un V-veida tipiskās gravas (4.1.3. attēls).

U-veida tipiskās gravas jeb sengravas pētījumos tika konstatētas gan Latgales augstienē, gan Augšzemes augstienē, tomēr morfoloģiski izteiksmīgākās un izmēru ziņā iespaidīgākās sengravas ir lokalizētas Daugavas senielejā. Tieši daudzās garās un dziļās tipiskās gravas, no kurām liela daļa ir sengravas, nosaka senielejas Krāslavas – Naujenes posma krastu augsto saposmotības pakāpi, kur erozijas tīkla blīvums sasniedz vērtības no 2 līdz 2,5 km km⁻² (Soms, 2006a). Lielās sengravas Daugavas senielejas dotajā posmā morfoloģiski izceļas citu tipisko gravu vidū. Pētījumos noteiktais lielo sengravu garums ir no 600 m līdz 2,6 km, to platums pārsniedz 50 m, bet dziļums - 15 m (4.1.3. attēls A). Sengravām raksturīgi U-veida vai trapecveidīgi šķēršprofili ar stāvākām nogāzēm un plakanu dibenu (4.1.4. attēls) un kāpļaini garenprofili ar nelielu kritumu, t.i. no 0,012 to 0,028 m m⁻¹.

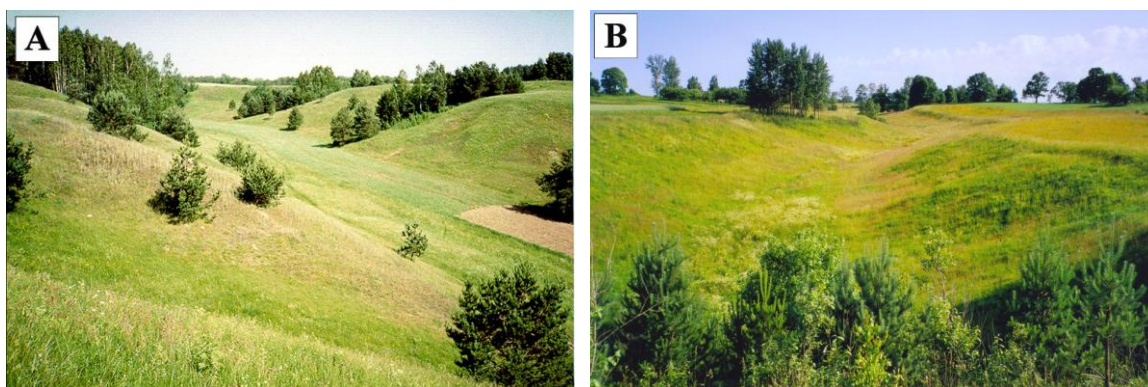


4.1.3. attēls. Tipisku gravu šķēršprofili Daugavas senielejā: U-veida vai trapecveida tipiskās gravas jeb sengravas šķēršprofils (A), U+v veida tipiskās gravas jeb saliktas ģenēzes tipiskās gravas šķēršprofils (B) un V-veida tipiskās gravas šķēršprofils (C).

LS = kreisā nogāze; **RS** = labā nogāze; **FB** = iepriekšējais gultnes līmenis; α_{\max} = uzņēmītā šķēršprofila maksimālais nogāzes slīpums

Figure 4.1.3. Cross-profiles of typical gullies in the River Daugava Valley: cross-profile of typical U-shaped or trapezoidal flat-bottomed old gully (A), cross-profile of typical U+v shaped or polygenetic gully (B) and cross-profile of typical V-shaped gully (C).

LS = left sidewall of gully; **RS** = right sidewall of gully; **FB** = former profile of gully bottom; α_{\max} = maximal gradient of measured cross-profile



4.1.4. attēls. Sengravas Daugavas senielejā: *Aleksandrin rov* sengrava pie Slutiškiem (55°55'00"N; 26°53'05"E) ar U-veida šķēršprofilu (A) un sengrava pie Vasargeliškiem (55°54'55"N; 26°49'15"E) ar trapecveida šķēršprofilu (B). Foto J. Soms 2006.

Figure 4.1.4. Old flat-bottomed dry gullies in the river Daugava valley: old gully *Aleksandrin rov* near Slutiški (55°55'00"N; 26°53'05"E) with U-shaped cross-profile (A) and old gully near Vasargeliški (55°54'55"N; 26°49'15"E) with trapezoidal cross-profile. Photo J. Soms 2006.

Izmantojot fluviālās erozijas veidotām formām piemērojamu vienādību (Torri *et al.*, 2006):

$$W = aQ^b \quad (4.1)$$

kur W – fluviālās erozijas veidotas formas platums (m);

Q – šo formu veidojošās ūdensplūsmas maksimālais caurplūdums ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$);

a ir empīrisks koeficients un eksponentes b vērtība mainās robežās no 0,3 (izskalojumvagām) līdz 0,6 (upēm), un no vienādības (4.1) regresijas analīzes gaitā sengravām empīriski pielāgotu vienādojumu (Vanwalleghem *et al.*, 2005a):

$$Q = 0,1072 GW_b^{2,427} \quad (4.2)$$

kur GW_b – gravas gultnes platums (m);

Q – caurplūdums ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$),

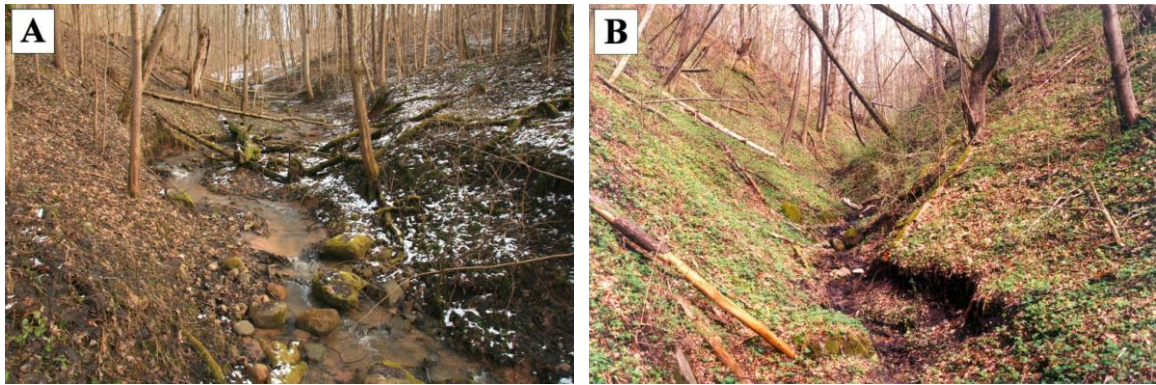
ir iespējams modelēt paleohidroloģiskos parametrus, pie kādiem varēja veidoties sengravu gultnes ar platumu GW_b no 12 līdz 16 m. Lai gan mūsdienās sengravās nevar tieši izmērīt to parametru, kas raksturo gravas gultnes platumu aktīvās erozijas stadijā, tomēr zinātniskos pētījumos aprobētas metodikas (Vanwalleghem *et al.*, 2005a) pielietojums ļāva aproksimācijas ceļā iegūt GW_b raksturlielumus sengravām (Soms un Kalniņa, 2010). Vienlaicīgi jāatzīmē, ka tuvinātās GW_b vērtības tika izmantotas tikai modelēšanas vajadzībām un, ņemot vērā iespējamo kļūdu ± 3 m, caurplūduma aprēķini tika veikti pie GW_b min., GW_b max. un GW_b vid. Izmantojot formulu 4.2 veiktās modelēšanas rezultāti parāda, ka augstāk minētā platuma gultnes varēja veidoties pie Q vērtībām no 28 m s^{-3} līdz 76 m s^{-3} (vid. apm. 48 m s^{-3} pie $GW_b = 12 \text{ m}$). No šiem rezultātiem izriet, ka holocēnā šāda apjoma noteces veidošanās gravās klimatisko faktoru ietekmē ir ļoti maz ticama (Vanwalleghem *et al.*, 2003; Dreibrodt, 2005). Iespējams, ka garo un dziļo sengravu veidošanās saistīta ar ledāja kušanas ūdeņu straumju erodējošo darbību leduslaikmeta beigu posmā, kad no augstieņu apvidiem pēkšņu uzplūdienu veidā uz Daugavas senieleju noplūda lokālu sprostezeru ūdeņi (Eberhards, 1972a). Uz morfoloģisku līdzīgu formu iespējamo pleistocēna vecumu norāda arī vairāki citi zinātnieki, kuri pētījuši sengravas Rietumeiropā (Langohr and Sanders, 1985), Polijas ZA daļā (Smolska, 2006) un Krievijas centrālajā daļā (Panin *et al.*, 2009).

Sengravās ar rokas urbi veiktie ģeoloģiskie zondējumi parādīja, ka proluviālo nogulumu max. biezums ir robežās no 1,95 – 2,75 m. Balstoties uz publicētajiem datiem (Smolska, 2006) par vidējo ātrumu $0,001 - 0,0013 \text{ m a}^{-1}$, ar kādu notiek erozijas formu aizpildīšanās ar proluviālajiem nogulumiem fiziogēogrāfiski līdzīgā ainavvidē, var

aprēķināt, ka akumulācijas procesi un sengravu atmiršana sākusies pirms 1100 līdz 2500 gadiem. Iegūtie dati par laika periodu, kādā varēja izveidoties lauka pētījumos konstatētais prolūvija slāņa biezums, saskan arī ar augsnes erozijas modelēšanas gaitā noteiktajām plakniskās noskalošanas vērtībām, kas Daugavas senielejā var sasniegt $0,0078 \text{ m m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, bet vidēji ir robežās no $0,001$ līdz $0,0022 \text{ m m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Soms un Grišnovs, 2010). Aprēķinātos sengravu atmiršanas laiku raksturojošos skaitļus nevar uzskatīt par datējumu, tomēr tie sniedz priekšstatu par erozijas formu iespējamo vecumu. No *Aleksandrin rov* sengravas gultnes iegūto apraktās koksnes paraugu ^{14}C datējums (lab.Nr. Erl-10456), norāda, ka to vecums un attiecīgi sengravas gultnes aizpildīšanās laiks ir 193 BC līdz 175 AD (95,4% varbūtība pie 2 sigma) jeb apm. 2000 kalibr. kalend. gadi. Šie gadskaitļi saskan ar to vecumu, kas netieši tika noteikts pēc prolūvija slāņa biezuma. Konkrētajam urbūmam izskaitļotais vidējais ātrums, ar kādu notikusi aizpildīšanās ar proluviālajiem nogulumiem ir $0,0011 \text{ m a}^{-1}$ (Soms un Kalniņa, 2010).

U+v veida tipiskās gravas jeb saliktas ģenēzes tipiskās gravas, kuras atbilst Ziemeļamerikā izdalītajam ieleju gravām (angl. *valley-bottom gullies*, Bradford and Piest, 1980), balstoties uz tām raksturīgo šķēršprofila formu (4.1.3. attēls B), varētu saukt arī par „gravām sengravu gultnēs”. Šīs formas, kopā ar sengravām un V-veida tipiskām gravām pētījumu teritorijā veido sazarotāko un plašāko hidrogrāfiskā tīkla daļu, kura drenē augstieņu paugurotos vai viļņotos līdzenumus dienvidaustrumu Latvijā un nodrošina nokrišņu un sniega kušanas ūdeņu ātru pārnesei uz uztverošajiem ūdens objektiem. Saliktas ģenēzes gravas ir lieli lineārās erozijas poliģenētiski veidojumi ar komplicētu morfoloģiju, kur plašā, izstieptā U-veida pazeminājumā vai sengravā ir izveidojies jaunāks V-veida iegrauzums (4.1.5. attēls A).

Saliktas ģenēzes tipisko gravu garums vidēji ir virs 0,5 km, max. pētījumos konstatētais šādu gravu garums sasniedz 2,2 km, to dziļums parasti pārsniedz 10 līdz 15 m. Līdzīgi kā sengravas, saliktas ģenēzes tipiskās gravas, pētījumu teritorijā saposmo upju ieleju, subglaciālo iegultņu, plakanvirsas pauguru un paugurmasīvu nogāzes, veidojot komplicētu erozijas reljefu. Saliktas ģenēzes gravās, kurās dziļumerozijas gaitā ir atsegti gruntsūdeņus saturoši augšpleistocēna glaciofluviālie nogulumi, pateicoties sufozijas procesiem vidusteces un augšteces daļās ir veidojušies sānu atzari.



4.1.5. attēls. Saliktas ģenēzes tipiskā grava *Baznīcas grāvis* (55°55'25"N; 26°42'40"E), Naujene, ar U+v veida šķērsprofilu (A) un V-veida tipiskā grava pie Adamovas (55°53'35"N; 27°07'50"E), Krāslavas novads (B). Foto J. Soms 2008.

Figure 4.1.5. Typical polygenetic gully *Baznīcas grāvis* (55°55'25"N; 26°42'40"E) near Naujene with U+v shaped cross-profile (A) and of typical V-shaped gully near Adamova (55°53'35"N; 27°07'50"E), Krāslava district (B). Photo J. Soms 2008.

Šī tipa gravu nogāžu slīpums α palielinās virzienā no nogāzes krotas uz gravas gultni, pie kam gan šķērsprofila uzmērīšanas laikā, gan vizuāli šādās gravās var konstatēt lūzuma punktus uz nogāzēm. Autora veiktajos lauka pētījumos konstatēts, ka augšpus šādiem lūzuma punktiem slīpums ir robežās no 12° to 18°, savukārt lejpus tas strauji pieaug un bieži vien pārsniedz 35°. Tas, ka nogāžu slīpums pārsniedz glaciģēnajiem nogulumiem raksturīgo dabisko nobiru leņķi, ir skaidrojams ar mitro nogulumu augstāku kohēziju, kā arī ar veģetācijas klātbūtni gravu nogāzēs (Graf *et al.*, 2009).

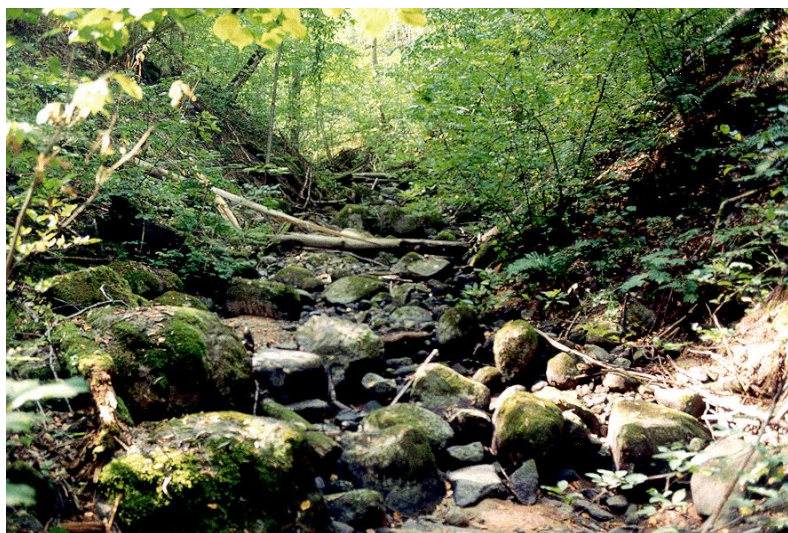
Atšķirībā no sengravām, pētījumos šādās gravās netika konstatēti bieži prolūvija nogulumi, tieši otrādi – bieži vien rekognoscijas gaitā tika fiksēta gravu gultņu dziļumerozija, kas saistīta ar virszemes noteces koncentrēšanos.

Terasēti, salikti gravu šķērsprofili apliecina klimatisko faktoru un antropogēnās ietekmes izraisītu vairāku erozijas ciklu norisi un jaunāku gravu veidošanos jau atmirušās sengravās vai izstieptās ieplakās. Pirmajā gadījumā, t.i. klimatisko faktoru ietekmē, šāda tipa gravu veidošanās ir saistīta ar erozijas aktivizāciju ekstrēmos hidrometeoroloģiskajos apstākļos (skat. 4.4. nodaļu). Savukārt cilvēka ietekme uz ūdens izraisītās erozijas aktivizēšanos Latgales un Augšzemes augstienēs saistāma ar lauksaimniecisko darbību un galvenokārt ar nepārdomātiem meliorācijas pasākumiem, kad grāvji vai slēgtās meliorācijas sistēmas kolektori tika novadīti jau atmirušās sengravās Soms, 2010b). Noteces koncentrēšana un ūdensplūsmu ātruma pieaugums šādos gadījumos izraisīja sekundāru eroziju.

Saliktas ģenēzes tipisko gravu izvietojuma īpatnības (Soms, 2006a), neskatoties uz iepriekšēji minēto faktu, tomēr atsevišķos gadījumos liek domāt par to dabisko cilmi. Respektīvi, saskaņā ar arheoloģiskajiem datiem (Denisova, 1989; Denisova, 1991; Berga, 2007), baltu ciltis, kuras plaši sāka pielietot līdumu zemkopību un varēja izraisīt erozijas aktivizēšanos, pētījumu teritorijā apmetās vidējā dzelzs laikmetā, apm. 5. līdz 9. gadsimtā AD, asimilējot vai izspiežot no dienvidaustrumu Latvijas somugru mednieku un vācēju ciltis. Tomēr balti, ierīkojot nocietinātas apmetnes vai pilis, bieži vien izvēlējās „dabiski fortificētas” vietas, tajā skaitā gravu saposmotas nogāzes. No minētā izriet, ka gravas ir eksistējušas jau pirms intensīvas antropogēnās ietekmes un tām ir vismaz dominējoši ir dabiska cilme.

Trešais no tipisku gravu veidiem, t.i. V-veida tipiskās gravas, līdzīgi kā sengravas un saliktas ģenēzes gravas, ir lielas, hidroloģiski saistītas erozijas formas, taču tām ir raksturīgi mazāki morfometriskie parametri, nekā pirmajiem diviem veidiem. V-veida gravu garums svārstās 150 līdz 400 m robežās, taču, atšķirībā no sengravām un saliktas ģenēzes gravām, tās nerasniedz 1 – 2 km garumu. Tās ir salīdzinoši seklākas (5 līdz 15 m), ar izteiktu V-veida šķērsprofilu (4.1.3. attēls C), un to nogāzes ir klātas ar veģetāciju (4.1.5. attēls B). Šī tipa gravās bieži novērojami gravigēnie nogāžu procesi - noslīdeņu un noplūdeņu veidošanās. Noslīdeņu rezultātā gravu nogāzēs veidojas pseidoterases un nelieli avotcirki, taču par cik tie ir sekundāra parādība, t.i. gravas attīstība noteikusi avotcirka izveidošanos, nevis otrādi, tad šādas gravas nav ierindojamas avotcirku gravu ģenētiskajā tipā (skat. 4.1.5. apakšnodaļu). Sānu erozijas un nogāžu procesu norise izskaidro arī šī veida gravu nogāžu lielo slīpumu ($\alpha > 30-35^\circ$), kas pārsniedz dabisko nobiru leņķi. Atšķirībā no Rietumeiropā aprakstītajām klasiskajām gravām (Poesen *et al*, 2003), dienvidaustrumu Latvijā V-veida gravas, ar reti izņemumiem, ir ar laukakmeņu klātām gultnēm (4.1.6. attēls).

Šāda perluviāla materiāla uzkrāšanās V-veida gravu gultnēs izskaidrojama ar erozijas norisi akmeņainos augšpleistocēna nogulumos un tā veidošanās ir apskatīta šīs apakšnodaļas sākumā. V-veida gravu pētījumu rezultātā noskaidrots, ka tieši nogāžu procesi galvenokārt nosaka drupu materiāla pieplūdi šo gravu gultnēs, jo dziļumerozija perlūvija segas dēļ šajās gravās vairs praktiski nenorisinās. Īslaicīgas ūdensplūsmas veic no nogāzēm gravas gultnē nonākušā materiāla pārskalošanu un tālāku transportu līdz lokālajam erozijas bāzes līmenim (Soms and Gruberts, 2008).



4.1.6. attēls. Laukakmeņu klāta gravas gultne Pilskalnes subglaciālās iegultnes nogāzē (55°59'05"N; 26°15'10"E), Augšzemes augstiene, Ilūkstes novads Foto J. Soms 2008

Figure 4.1.6. Boulder-floored gully channel (55°59'05"N; 26°15'10"E) on slope of the Pilskalne subglacial tunnel valley, Augšzeme upland, Ilūkste district. Photo J. Soms 2008

Proluviālie iznesu konusi šī tipa gravām izvietoti platoveida pauguru vai lielpauguru pakājē, kā arī upju terasēs vai palienēs, kur slīpuma vērtībām strauji samazinoties līdz 2 - 3°, krītas ūdensplūsmas kinētiskā enerģija un dominē akumulācijas procesi. Lai noteiktu iespējamo proluviālā materiāla daudzuma gada pieaugumu, tika izveidots marķierstieņu tīkls (1 x 1 m) astoņu V-veida gravu iznesu konusus. Autora veikti atkārtoti uzmērījumi parādīja, ka prolūvija slāņa biezuma gada pieauguma maksimālās vērtības ir līdz 0,018 m m⁻² a⁻¹. Vienlaicīgi atsevišķās konusu daļās tika konstatēta prolūvija slāņa biezuma samazināšanās par 0,015 – 0,03 m m⁻² a⁻¹, kas norāda uz upju deltām raksturīgajiem gultnes procesiem, t.i. klejojošo straumju veidošanos gravu iznesu konusus un smalkgraudainā materiāla pārgulsnēšanu.

Nodaļā izklāstīto faktu analīze ļauj secināt, ka V-veida gravu izcelsme saistāma ar antropogēno ietekmi, jo šo gravu augšteces savienojas ar meliorācijas grāvjiem vai drenu kolektoriem, vai arī drenē lauksaimnieciski apgūtas teritorijas.

4.1.2. Nogāžu gravas

Nogāžu gravu raksturīgā morfoloģiskā pazīme ir to izvietojums attiecībā pret nogāzēm, uz kurām tās ir veidojušās, un šo gravu morfometrija. Atšķirībā no tipiskām gravām, nogāžu gravas hidroloģiski nesaista hipsometriski augstāk novietoto teritoriju un

lokālo erozijas bāzes līmeni, tātad tās ir hidroloģiski nesaistītās gravas (angl. *discontinuous gullies*, Leopold and Miller, 1956). Gravu gultne ir lokalizēta tikai uz nogāzes, uz kurās tā veidojusies, vai arī tās augštece šķeļ nogāzes kroti, taču atšķirībā no tipiskajām gravām, tikai mazākā daļa gravas (<25% no L_{gr}) izvietojusies ārpus nogāzes un grava tālu neievirzās nogāzei pieguļošajā teritorijā (4.1.7. attēls).

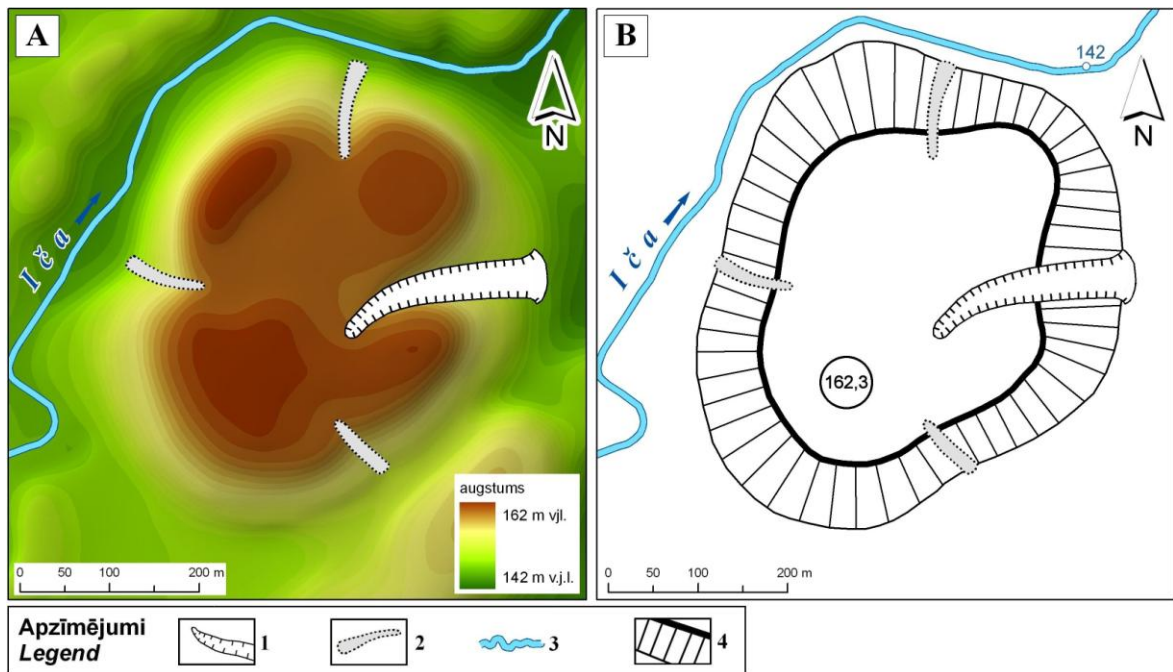
Autora veiktie pētījumi parāda, ka nogāžu gravu garums svārstās dažu desmitu (30 - 80 m), retāk pirmo simtu (100 - 150 m) metru robežās un tās parasti ir seklas ($GD < 5$ m) (Soms, 2006a), tādējādi šī tipa gravas pēc R. Freverta (1955) ierindojamas mazu gravu grupā. Pētījumu teritorijā apsekotās nogāžu gravas ir erozijas stabilizācijas vai atmiršanas stadijā (skat. 1.2. nodaļu) un tām attiecīgi ir lēzens V-veida vai U-veida šķērsprofils (4.1.8. attēls).

Nogāžu gravām raksturīgs izvietojums uz ieleju vai pozitīvo reljefa formu garām nogāzēm ar slīpumu, kas pārsniedz 10° - 12° , vai arī uz īsām, bet stāvām ($\alpha > 30^{\circ}$) nogāzēm. Šis apstāklis nosaka nogāžu gravu lokalizāciju – plašu lielpauguru un paugurmasīvu nogāzes, un stāvas subglaciālo iegultņu, sengravu un upju ieleju pamatkrastu vai terašu nogāzes. Parasti šī tipa gravas ir telpiski cieši izvietotas un nosaka augstu gravu tīkla biežību, t.i. līdz 14 gravas km^{-2} , taču, ņemot vērā to nelielo garumu minētā tipa gravu veidotā erozijas tīkla blīvums ir neliels, max. līdz $0,52 \text{ km km}^{-2}$ (Soms, 2006a).

Saskaņā ar B.Kosova un līdzautoru (1989) pētījumiem, šādu gravu veidošanās notiek, secīgi mainoties ūdensplūsmu virzībai no kopējā ūdensguves baseina, kas atrodas nogāzei pieguļošajā hipsometriski augstāk novietotajā teritorijā. Šādu secīgu ūdensplūsmu maiņu visbiežāk izraisa agrocenožu apstrādes īpatnības (aramzemes apstrādes tehnoloģija, ziemāju sējumu nomaiņa ar tehniskajām kultūrām u.c.). Tādas gravas attīstās dažus gadus, pēc tam to regresīvās erozijas ātrums strauji samazinās vai pat pilnīgi apstājas (Kosov *et. al.*, 1989).

Pētījumu teritorijā iegūtie rezultāti parāda, ka nogāžu gravu veidošanās process var norisināties gan antropogēni inducētu, gan arī dabisku mikroreljefa un augu segas izmaiņu determinētu noteces vietu pārdislokāciju ietekmē. Pirmajā gadījumā tieši antropogēnā reljefa mikroformas (saaruma robežas, ežas, ceļa virsmas padziļinājumi u.c.), kas netiek kartētas, nodrošina primāro ūdensplūsmu koncentrēšanos mākslīgi izveidotos ievalkos un to erozijas potenciāla pieaugumu, izraisot izskalojumvagu attīstības sākumu. Cilvēka turpmākās saimnieciskās darbības gaitā, galvenokārt zemes apstrādes ceļā, mainot šādu ievalku izvietojumu un orientāciju, novērš to tālāku attīstību. Taču esošajā erozijas

mikroformu tīklā nonākot lielam nokrišņu ūdens (ekstrēmas lietusgāzes gadījumā: Soms, 2010a) vai sniega kušanas ūdeņu (ļoti straujas kušanas gadījumā, ja saglabājusies bieza sniega sega) daudzumam, tas var izraisīt strauju gravas attīstību uz nogāzes. Tādā gadījumā nogāžu gravu erozijas tīkls iegūst zemes lietojuma ietekmē veidotā reljefa mikroformu determinētu paralēla tipa zīmējumu.



4.1.7. attēls. Nogāžu gravas uz platoveida paugura nogāzēm pie Ilzeskalna ciema ($56^{\circ}38'N$; $27^{\circ}23'E$), 13 km uz Z-ZA no Rēzeknes, Burzavas pauguraine Latgales augstienē: digitālais zemes virsmas modelis (A) un ģeomorfoloģiskā shēma (B).

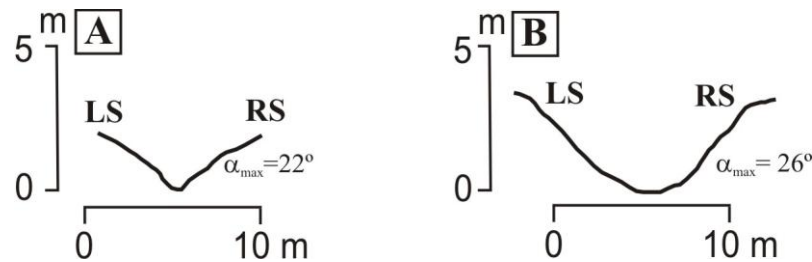
1 = tipiskās gravas; 2 = nogāžu gravas; 3 = upe; 4 = nogāze

Figure 4.1.7. Slope gullies on the slopes of the plateau-like hill in vicinity of the Village Ilzeskalns ($56^{\circ}38'N$; $27^{\circ}23'E$), 13 km north, north-east of the town of Rēzekne, Burzava hummocky area in the Latgale upland: Digital terrain model (A) and geomorphological sketch (B).

1 = typical gullies; 2 = slopes gullies; 3 = river; 4 = slope

Autora veiktie pētījumi parāda, ka šādus erozijas tīkla telpiskās organizācijas gadījumus var sastapt daudzviet Latgales augstienē un Daugavas senielejas labajā krastā (Soms, 2006a), bijušās Inflatijas teritorijā, kur saskaņā ar literatūrā publicētiem datiem (Strods, 1992) savulaik sādžām piešķirtajās zemes platībā bija “šņuoru” zemes lietojuma veids – ežas un lineāri izstiepto lauku robežas faktiski funkcionēja kā ūdensšķirtnes, bet zemes apstrādes gaitā veidotie padziļinājumi (arumi, vagas, takas u.c.) un zemesceļi – kā mākslīgi veidoti ievalki. Pastāvot gravu erozijai labvēlīgiem topogrāfiskiem faktoriem (apstrādāto nogāžu pietiekams garums, slīpums un to vienlaidus kritums vienā virzienā) un

eroziju veicinošai teritorijas ģeoloģiskajai uzbūvei (viegli erodējami mālaini kvartāra nogulumu), šādi “šņoru lauki” ir noteikuši savdabīga, ļoti blīva, bet nesazarota erozijas tīkla attīstību.



4.1.8. attēls. Daugavas senielejā lokalizētu nogāžu gravu šķērsprofili: erozijas stabilizācijas stadijā esošas V-veida nogāžu gravas šķērsprofils (A), un atmiršanas stadijā esošas ar proluviālajiem nogulumiem daļēji aizpildītas U-veida nogāžu gravas šķērsprofils (B).

LS = kreisā nogāze; RS = labā nogāze; α_{\max} = uzņēmētā šķērsprofila maksimālais nogāzes slīpums

Figure 4.1.8. Cross-profiles of slope gullies in the River Daugava Valley: cross-profile of V-shaped gully at stage of erosion stabilization (A), and cross-profile of U-shaped slope gully, partially infilled with proluvial sediments at stage of transition to inactive gully

LS = left sidewall of gully; RS = right sidewall of gully; α_{\max} = maximal slope gradient of measured cross-profile

Neskatoties uz to, ka tipomorfos gadījumos nogāžu gravas neilgi pēc to izveidošanās apimst (Kosov *et. al.*, 1989), tomēr darba ietvaros veiktie pētījumi parāda, ka atsevišķos gadījumos, cilvēka saimnieciskās darbības ietekmē, līdz ar nogāžu agrotehnisko apstrādi vai koncentrējot noteci meliorācijas sistēmu novadgrāvjos vai kolektoros un ievadot tos nogāžu gravu augštecē, intensificējas regresīvā erozija un nogāžu gravu virsotne ievirzās dziļāk nogāzei piegulošajā teritorijā. Tādējādi grava, iegūstot pastāvīgu ūdensguves baseinu, kļūst par hidroloģiski saistītu un sāk strauji attīstīties, pārvēršoties par tipisku gravu.

Morfometrisko parametru ziņā, t.i. pēc dziļuma (GD), platuma (GW), garuma (L_{gr}) un sateces baseina platības (L_{gr}) nogāžu gravas ir līdzīgas avotcirku gravām (skat. 4.1.5. apakšnodaļu), taču atšķirībā no pēdējām to virsotnes daļās nav izteiktu noslīdeņu cirku un tās ģenētiski nav saistītas ar nogāžu procesiem. Novietojuma un hidroloģiskās saistības ziņā nogāžu gravām līdzīgas ir tehnogēnās jeb efemērās gravas (skat. 4.1.6. apakšnodaļu), taču nogāžu gravas pēc izveidošanās saglabājas reljefā kā negatīvās mikroformas, savukārt efemērās gravas tiek regulāri nolīdzinātas zemes lauksaimnieciskās apstrādes gaitā vai veicot infrastruktūras, t.i. ceļu uzbūrumu labošanas darbus (Soms, 2010c).

4.1.3. Gravveida ielejas

Atsevišķās tipiskajās gravās, norisinoties dziļumerozijas procesam un gravu gultnēm iegrauzoties augšpleistocēna gfQ_3 (Juškevičs *et al*, 2003) smilšaini-granšainajos glaciofluviālajos nogulumos, zem kuriem iegulst ūdens mazcaurlaidīga gQ_3 mālaina morēna, ir atsegti gruntsūdeņu horizonti un rezultātā gravu nogāzēs vai to gultnēs izveidojušies gravitārie avoti vai šo avotu grupas. Pazemes ūdeņi, nonākdami gravas gultnē, izveido patstāvīgu neliela caurplūduma ūdensteci – strautu un nodrošina gravas kā hidrogrāfiskā tīkla augšējo posmu elementa funkcionēšanu ne tikai sniega kušanas vai nokrišņu izkrišanas laikā, bet visā periodā, kamēr gaisa $t^{\circ} > 0^{\circ}C$. Lai gan morfoloģiski šādai erozijas formai saglabājas tipiskas gravas pazīmes, t.i. dziļuma, platuma, garuma un baseina platības ziņā tās līdzinās tipiskām V-veida vai U+v-veida gravām (skat. 4.1.1. apakšnodaļu), tomēr tās ir ieguvušas jaunu, no tipiskām gravām atšķirīgu pazīmi, proti, to gultnēs izveidojas pastāvīga ūdensplūsma (4.1.9. attēls). Šī pazīme ir raksturīga lineārās erozijas formu ģenētiskās rindas augstākai pakāpei – ielejām, tāpēc šāda veida lineārās erozijas formas autors piedāvā saukt par gravveida ielejām.

Lai gan fluviālās erozijas formas no izskalojumvagas līdz gravai un upes ielejai ir ģenētiski saistītas un veido nepārtrauktu rindu (Dokuchyaev, 1878), un zinātniskajā literatūrā sniegtie šīs rindas iedalījumi dažādās formās ir subjektīvi (Grissinger, 1996; Poesen *et al*, 2003), tomēr tieši pastāvīgas, nevis periodiskas ūdensteces klātbūtne erozijas formā ļauj nodalīt gravveida ielejas no tipiskām gravām.

Gravveida ielejām, tāpat kā U+v-veida tipiskā gravām, attīstība norisinājusies vairākās fāzēs, kas atspoguļojas komplicētos terasētos šķērsprofilos, tādējādi tās ir uzskatāmas par poliģenētiskiem veidojumiem. Autora veiktie pētījumi parāda, ka šī tipa gravām raksturīgi lieli ūdensguves baseini, kas var pārsniegt $1,2 \text{ km}^2$, kā arī augstas citu morfometrisko raksturlielumu vērtības, piemēram, to garumi sasniedz 1,8 km, bet maksimālais dziļums ir 20 līdz 34 m. Līdzīgi kā tipiskās gravās, gravveida ielejās bieži ir redzams laukakmeņu un oļu veidots perluviāls materiāls (4.1.9. attēls), kas pastiprina turbulenci un straumes sānu eroziju, tādējādi izraisot noslīdeņu un noplūdeņu veidošanās.



4.1.9. attēls. Gravveida ielejas: Dubezera strauts (A) Dubezera ZR nogāzē (55°59'05"N; 26°14'55"E), Augšzemes augstiene, Ilūkstes novads un *Peščanij ručej* strauts (B) Daugavas senielejā (55°54'35"N; 26°43'35"E), 0,5 km uz D no Dinaburgas pilskalna, Daugavpils novads. Foto J. Soms 2008.

Figure 4.1.9. Valley-like gullies: Dubezers brooklet (A) located on NW slope of the lake Dubezers (55°59'05"N; 26°14'55"E), Augšzeme upland, Ilūkste district; and *Peščanij ručej* brooklet (B) located within the river Daugava valley (55°54'35"N; 26°43'35"E), 0.5 km south of the Dinaburg castlemound, Daugavpils district. Photo J. Soms 2008

Šādām gravveida ielejām dienvidaustrumu Latvijā vietējie iedzīvotāji devuši nosaukumus - "grāvis" (piem. Lapsu grāvis) vai "ručej" (piem. *Begučij ručej*). Gravveida ieleju daudzo toponīmu acīmredzamā slāvu cilme saistās ar senām vecticībnieku apmešanās vietām dienvidaustrumu Latvijā, sākot ar 18. gadsimtu, pie kam īpatni ir tas, ka šādu formu apzīmēšanai nav tikuši lietoti citi slāvu cilmes vārdi - "овпар" vai „рп”, kuri ir plaši izplatīti Krievijā un Ukrainā (Schukin, 1960)

Gravveida ieleju īpatsvars no kopējā gravu daudzuma pētījumu teritorijā nav liels, taču tās veido morfoloģiski vissarežģītāko un ainaviski izteiksmīgāko lineārās erozijas formu grupu. Gravveida ielejas raksturo augsta zarošanās pakāpe, respektīvi, tās ir 3. pakāpes vai 4. pakāpes gravas pēc A. Strālera (1952) izveidotās dendrītiska hidrogrāfiskā tīkla elementu klasifikācijas, un tieši gravveida ielejām raksturīga pētījumu teritorijā konstatētā maksimālā, t.i. ceturrtā gravu zarošanās pakāpe.

Gravveida ielejām raksturīgā dendrītiskā apveida veidošanos pētījumu teritorijā nosaka teritorijas ģeoloģiskā uzbūve, tas ir iežu saguluma secība vertikālā griezumā, respektīvi, augšpleistocēna sīkgraudainu un vidējgraudainu glaciofluviālo nogulumu un glaciģēno akmeņainu smilšainu mālu slāņu vai glaciolimnisku mālaino nogulumu slāņkopu mija, kas ir konstatēta Daugavas senielejā (Eberhards, 1972a) un daudzās reljefa pozitīvajās vidējformas salveida glaciostrukturālajās augstienēs dienvidaustrumu Latvijā (Āboltiņš, 1989). Šāda ģeoloģiskā uzbūve sekmē erozivitātes pieaugumu un gravu sānu

atzaru attīstību, summējoties virsmas notecei (dziļumerozijas process) un pazemes notecei (sufozijas process). Autora veiktie novērojumi norāda, ka tieši sufozijas procesiem (angl. *seepage erosion*) varētu būt dominējoša loma gravveida ieleju dendrītiskā apveida attīstībai. Proti, gruntsūdeņu plūsmām koncentrējoties atbilstoši iežu ūdenscaurlaidības izmaiņām un izplūstot gravveida ielejas nogāzē, vispirms veidojas sufozijas ieplaka un attīstās nogāžu procesi – noplūdeņi un noslīdeņi. Tā rezultātā veidojas neliels, 2 līdz 4 m plats avotcirks, kurā sufozijas tālāk norise pēc pozitīvās atgriezeniskās saites mehānisma pastiprina gruntsūdeņu pieplūdi un koncentrēšanos, un nodrošina iegrauzuma pagarināšanos regresīvās erozijas ceļā. Sānu atzaru attīstība apstiprina, kad virszemes un pazemes summāra notece nenodrošina erozijas norisei nepieciešamo ūdens apjomu, jo notiek tā sadalīšana starp gravveida ieleju veidojošā erozijas tīkla elementiem (Knighton, 1998).

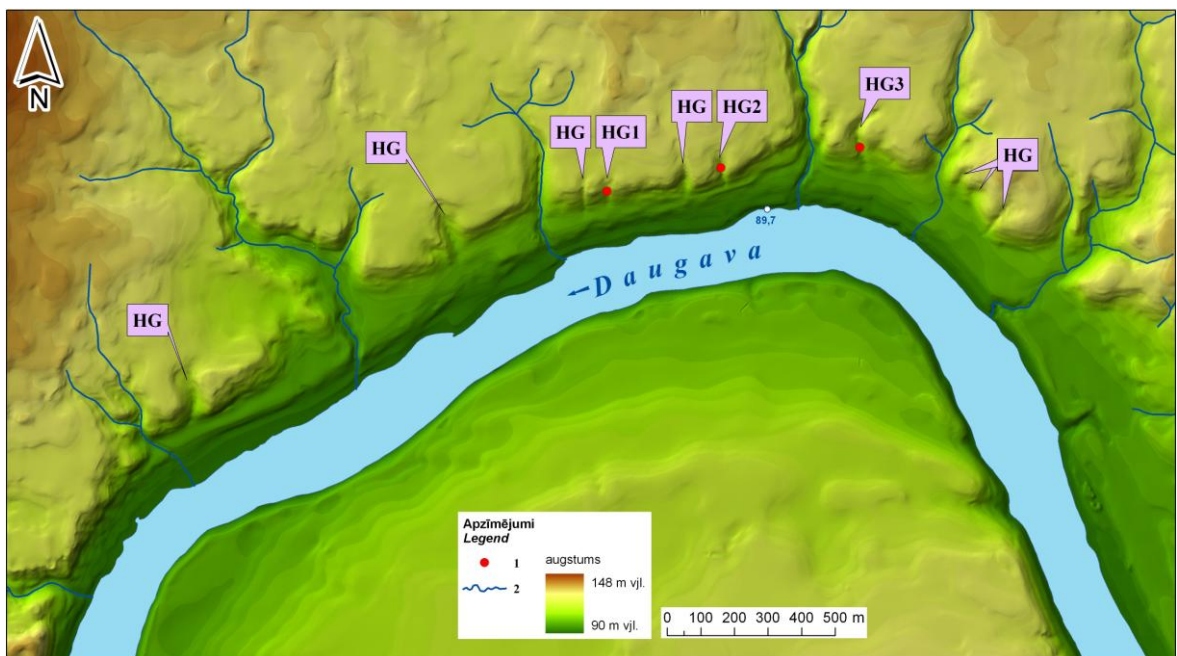
4.1.4. Karengravu morfoloģija un paleoģeogrāfija

Karenieleju (angl. *hanging valley*) kā tipomorfu fluviālo reljefa formu veidošanās un morfoloģija kalnu šļūdoņu izplatības apgabalos vai tektonisko lūzumu zonās ir detalizēti apskatīta daudzos ģeomorfoloģijas tematikai veltītos darbos (Flint, 1971; Summerfield, 1999; Easterbrook, 1999). Vienlaicīgi jāatzīmē, ka tajos uzmanība nav pievērsta morfoloģiski līdzīgu, bet ģenētiski atšķirīgu, zemākas pakāpes fluviālo erozijas formu, t.i. karengravu (angl. *hanging gully* – aut. tulk.) veidošanās un morfoloģijas jautājumiem, kā arī šāda veida objektus veidojošo fluviālo procesu norises īpatnībām. Tomēr, nereti tieši karengravu izpēte var sniegt ļoti būtisku informāciju par augstākas pakāpes fluviālo formu, galvenokārt upju ieleju paleoģeogrāfiju, paleohidroloģiju un teritorijas attīstības vēsturi.

Terminu „karengrava” latviski pirmais lietoja G. Eberhards (1991), raksturodams dabas parkā "Daugavas loki" esošās gravu erozijas veidotas formas ar īpatnēju morfoloģiju un novietojumu ielejas nogāzēs. Šīs gravas, tāpat kā tipiskās gravas, izvietotas un ģenētiski saistītas galvenokārt ar dziļu upju ieleju pamatkrastu vai jūras stāvkrastu nogāzēm, un pateicoties tieši upju ieleju vai jūras piekrastes attīstības un pārveidošanās eksogēnajiem procesiem, karengravas ir izveidojušās un ieguvušas mūsdienu izskatu. Morfoloģiski tās ir līdzīgas tipiskām gravām, jo to virsotnes arī šķeļ kroti un gravas gultnes lielākā daļa izvietojas ārpus nogāzes, t.i. krastam vai ielejai pieguļošajā teritorijā un tām ir morfoloģiski

izteikti pastāvīgi ūdensguves baseini. No iepriekšējā tipa tās atšķiras ar to, ka tās ir atmirušās gravas, kurās izveidojusies velēnu sega un kuras morfoloģiski atbilst IV attīstības stadijas gravām jeb sengravām, taču tām nav reliкто izneses konusu, turklāt tām nav arī lejteces daļas, kura ir nošķelta abrāzijas vai sānu erozijas gaitā (Soms, 2010b).

Karengravas Latvijā ir sastopamas Baltijas jūras un Rīgas līča virsūdens krasta joslā, Gaujas un tās lielāko pieteku krastos, savukārt pētījumu teritorijas ietvaros karengravas tika konstatētas tikai Augšdaugavas pazeminājumā, kurā atrodas arī Sandarišķu karengravas – valsts nozīmes ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskais dabas piemineklis. Šajā teritorijā, Daugavas senlejas posmā starp Krāslavu un Naujieni karengravas morfoloģiski vislabāk ir izteiktas Rozališķu loka virsotnē starp Rudāniem un Ļesovščiznu, kur tās saposmo Daugavas ielejas labā pamatkrasta nogāzi un daļu tam pieguļošās teritorijas (Eberhards, 1991). Šajā posmā ielejas labā pamatkrasta nogāzē izveidojušās 10 karengravas un 8 gravveida ielejas (4.1.10. attēls).



4.1.10. attēls. Sandarišķu karengravu ($55^{\circ}55'N$; $26^{\circ}48'E$) digitālais zemes virsmas modelis.

HG = karengravas; **1** = urbumu un paraugu ņemšanas vietas karengravu proluviālo nogulumu biezuma noteikšanai, granulometriskajai un sporu-putekšņu analīzei; **2** = tipisko gravu un gravveida ieleju ievalki

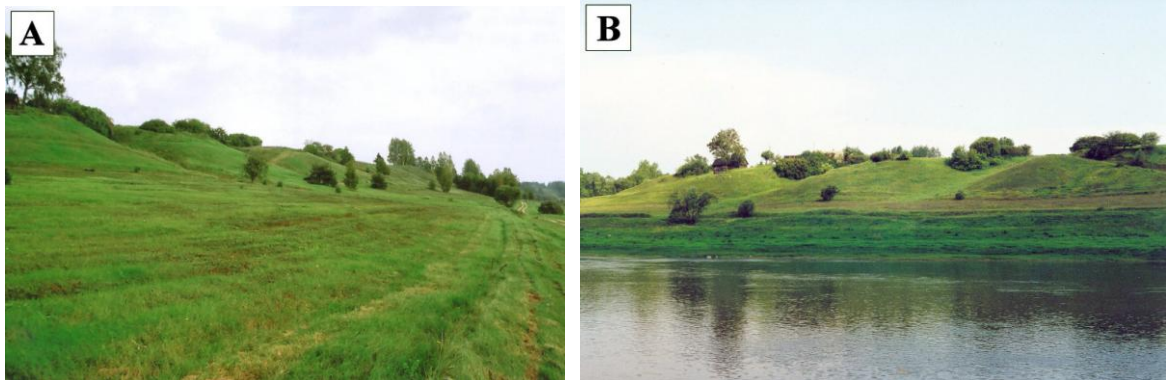
Figure 4.1.10. Digital terrain model of the Sandarišķi hanging gullies ($55^{\circ}55'N$; $26^{\circ}48'E$).

HG = hanging gullies; **1** = points of hand drilling and collecting of samples for determining the thickness of proluvial sediments and their granulometric and palynological analysis; **2** = thalwegs of typical gullies and valley-like gullies.

Autora veiktajos lauka pētījumos uzmērītais pamatkrasta slīpums α svārstās no 6° līdz 20° , savukārt ar ģeomātikas metodēm aprēķināto reljefa saposmotības pakāpi raksturo

relatīvi augsti rādītāji, t.i. līdz 10 lineāras erozijas formām uz 1 km². Šie faktori, kā arī aluviālās un erodētas smilšainās mazauglīgas augsnes ir noteikušas to, ka teritoriju nav skārusi intensīva cilvēka saimnieciskā darbība un šī ielejas daļa ir maz pārveidota. Karengravas ģeomorfoloģiski un ainaviski ir ļoti savdabīgs gravu tips. Šīs vecgravas var raksturot kā labi izteiktus, pret Daugavu atvērtus silesveida pazeminājumus ar noapaļotām krotēm, lēzenām nogāzēm un ievalku, kurš nerasniedzot upi, izbeidzas ielejas otrajā virspalu terasē, respektīvi, augstu virs tagadējā erozijas bāzes līmeņa (4.1.10. un 4.1.11. attēls).

Šāda veida gravām raksturīgi ļoti lēzeni U-veida šķērsprofili gan to virsotnes, gan lejtecēs daļās (4.1.11. un 4.1.13. attēls), tāpēc dabā tās bieži ir diezgan grūti atšķirt no morfoloģiski līdzīgām ledāja kušanas ūdeņu īslaicīgas noplūdes iegultnēm un lejām (Eberhards, 1972a; 1985). Galvenais kritērijs šajā gadījumā nav gultnes vienvirziena kritums ielejas virzienā, bet gan morfometriskie parametri un šķērsprofila forma, jo iegultnes ir ievērojami garāki (>1 km) un plašāki veidojumi, kuriem raksturīgs plakandibena šķērsprofils (Eberhards, 1985).

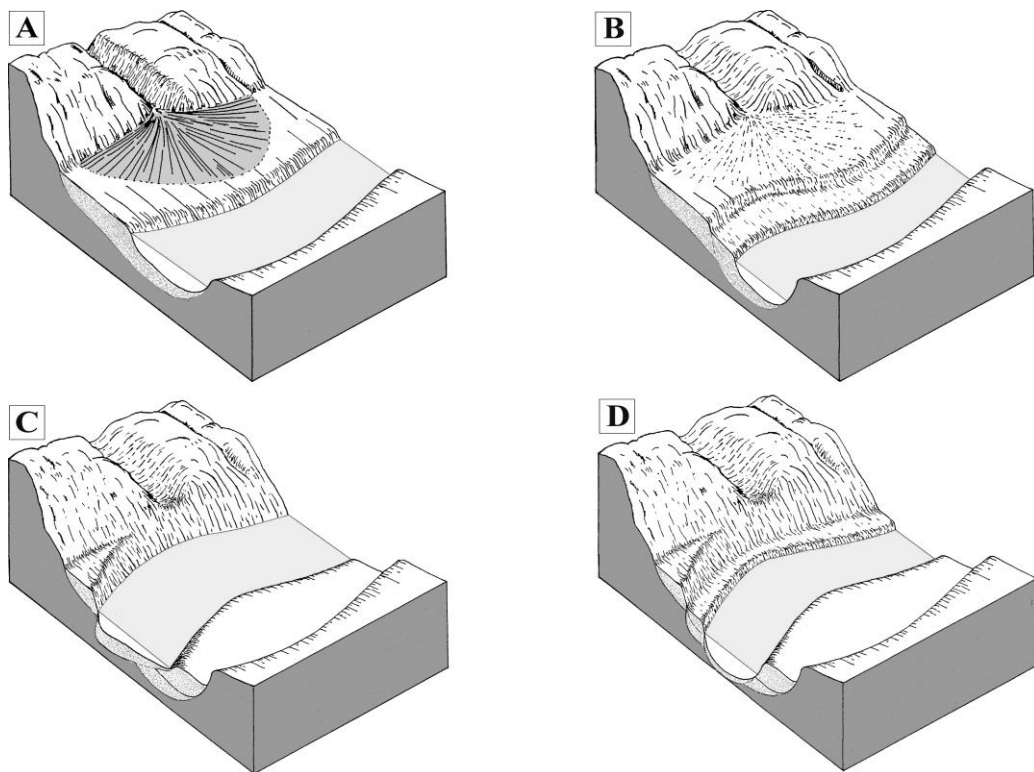


4.1.11. attēls. Sandarišķu karengravas pie Diļevičiem (55°54'45"N; 26°48'10"E) (A) un skats uz karengravu saposmoto Daugavas pamatkrastu pie Vasargelišķim (55°54'50"N; 26°53'15"E). Foto J. Soms 2007

Figure 4.1.11. Sandarišķi hanging gullies near Diļeviči (55°54'45"N; 26°48'10"E) (A) and view on slope of the River Daugava valley near Vasargelišķi (55°54'50"N; 26°53'15"E) dissected by hanging gullies. Photo J. Soms 2007

Karengravas ir ģeomorfoloģiski un paleoģeogrāfiski interesanti dabas objekti, kas atspoguļo lineāro erozijas procesu rezultātu un iezīmē Daugavas ielejas veidošanās holocēna sākuma etapu īpatnības (Eberhards, 1972a). Lielākā daļa karengravu nav apmežotas un tās ir dotā upes ielejas posma būtisks ainavas elements. Tās sākušas veidoties kā tipiskā morfoģenētiskā veida gravas laikā, kad paliene jeb paleoģeogrāfiskais erozijas bāzes vietējais līmenis bija augstāks un atbilda mūsdienu 2. virspalu terases virsmas līmenim (4.1.12. attēls A).

Saskaņā ar G. Eberharda veiktajiem pētījumiem par Daugavas ielejas attīstības secību (Eberhards, 1972a; 1985), upes uztverošā Gaiļu paleobaseina ūdeņiem strauji noplūstot, īsā laika periodā norisinājās Daugavas gultnes iegrašanās dziļumā, kā rezultātā pazeminājās gravu lokālās erozijas bāzes. Daugavas dziļumerozijas procesā bijusi paliene, uz kuras virsmas tajā laikā atradās gravu reliktie izneses konusi, pārveidojās par virspalu terasi (4.1.12. attēls B). Gravas līdz tam jau bija izgājušas pilnu attīstības ciklu, t.i. sasniegušas sengravas stadiju (skat. 1.2. nodaļu) un tajās pēc erozijas bāzes pazemināšanās neatjaunojās erozijas procesi. Daugavas turpmākās sānu erozijas un meandrēšanas gaitā, sengravu lejteces daļas kopā ar virspalu terases fragmentiem tika noskalotas, un izveidojās karengravas (4.1.12. attēls C). Upes dziļumerozijas gaitā veidojoties zemāk novietotai virspalu terasei, karengrava iegūst mūsdienu izskatu (4.1.12. attēls D).



4.1.12. attēls. Karengravas secīgas attīstības shematisks zīmējums (autora zīm.)

A = pastāvīga tipiskā grava ar izneses konusu uz senās palienes virsmas; **B** = tipiskās gravas atmiršana un pārvēršanās par sengravu, dziļumerozija upes gultnē, lokālā erozijas bāzes līmeņa pazemināšanās, senā paliene pārvēršas par virspalu terasi; **C** = sengravas lejteces daļas noskalošana upes sānu erozijas un ielejas paplašināšanās gaitā, karengravas izveidošanās; **D** = dziļumerozijas atjaunošanās upes gultnē, zemāk novietotas virspalu terases veidošanās, karengrava iegūst mūsdienu izskatu.

Figure 4.1.12. Sketch of the successive development of hanging gully (fig. by the author)

A = permanent typical gully with proluvial fan on the surface of relic floodplain; **B** = aggradation of typical gully and transition to old flat-bottomed gully, incising of river channel, lowering of local erosion base, transformation of relic floodplain into terrace; **C** = washing off the lower reaches of old gully during the river lateral erosion and widening of the valley, formation of hanging gully; **D** = re-activation of incision in the river channel, formation of younger terrace at a lower level, hanging gully takes form of present-day shape.

Balstoties uz literatūrā norādītajiem datiem par dienvidaustrumu Latvijas upju ieleju tīkla attīstības paleoģeogrāfiju (Eberhards, 1972a) un terasu nogulumu ¹⁴C datējumiem (Eberhards un Saltupe, 2000: Rī-320 un Rī-323), ar otro virspalu terasi ģenētiski saistīto karengravu vecumu var novērtēt kā 3 000 līdz 7 000 gadus.

Autors promocijas darba pētījumā konstatēja, ka no apskatītajā Daugavas ielejas posmā (4.1.10. attēls) esošajām 18 lineārās erozijas formām, 10 ir karengravas, 4 ir tipiskās gravas un 4 gravveida ielejas. Atsevišķās gravās, norisinoties vai atjaunojoties dziļumerozijas procesam, ir tikuši atsegti gruntsūdeņu horizonti, kā rezultātā gravās izveidojušās pastāvīgas ūdensteces – strauti (darba iepriekšējā nodaļa „Gravveida ielejas”). Šī pazīme ir raksturīga lineārās erozijas formu ģenētiskās rindas augstākai pakāpei – ielejām (Dokuchyaev, 1878), tomēr morfoloģiski šādai strauta ielejai saglabājas gravas pazīmes, tāpēc šāda veida lineārās erozijas formas pareizāk būtu saukt par gravveida ielejām.

Tipiskās gravas, gravveida ielejas un karengravas dotajā ielejas posmā morfoloģiski krasi atšķiras. Promocijas darba pētījumā konstatēts, ka gravveida ieleju un tipisko gravu garums ir no 600 m līdz 1,4 km, bet karengravu vidējais garums ir 100 līdz 150 m, retākos gadījumos sasniedzot 200 līdz 250 m garumu. Līdzīgi var raksturot gravu maksimālo dziļumu: 26 - 14 m gravveida ielejām, 4 līdz 8 m karengravām (Soms un Kalniņa, 2010). Atšķirīgi ir arī gravu šķērsprofili un garenprofili: karengravām raksturīgs ieliekts (“izstrādāts”) līdzsvara garenprofils un lēzeni U-veida šķērsprofili (4.1.13. attēls), bet gravveida ielejām un tipiskajām gravām U+v vai V-veida šķērsprofili un kāpļaini garenprofili. Pēdējais saistīts ar to, ka īslaicīgām ūdensplūsmām iegrauzoties akmeņainā morēnas smilšainā mālā un izskalojot pelītu un psammītu frakcijas daļiņas, gravu gultnēs uzkrājušies rupjie drupu materiāli - laukakmeņi un oļi. Šis pseftu frakcijas rupjais materiāls pasargā gravas gultni no ūdensplūsmu erodējošās iedarbības un aizkavē tālāku dziļumerozijas procesu.

Ņemot vērā, ka iespējamais karengravu veidošanās laiks tika atvasināts no datiem par Daugavas ielejas virspalu terašu attīstības vecumu (Eberhards un Saltupe, 2000: Rī-320 un Rī-323), bija nepieciešams iegūt šo formu vecuma apstiprinājumu arī no citiem avotiem, un tas tika iegūts no karengravu gultnēs akumulētā materiāla datējumiem.



4.1.13. attēls. Viena no karengravām Daugavas labajā krastā pie Ļesovščiznas (55°54'25"N; 26°46'55"E), Naujenes pagasts, Daugavpils novads. Foto J.Soms 2008

Figure 4.1.13. One of hanging gullies located on the right sidewall of the Daugava valley near Ļesovščizna (55°54'25"N; 26°46'55"E), Naujene municipality, Daugavpils district. Photo J. Soms 2008

Atzīmējams, ka gravu izcelsmes hronoloģijas noskaidrošana ir būtiska ne tikai fluviālajā ģeomorfoloģijā, bet tam ir arī plašāka nozīme, jo holocēnā notikušo klimata izmaiņu un to izraisīto erozijas procesu paleoģeogrāfiskajām rekonstrukcijām ir svarīga loma globālās klimata mainības trendu noskaidrošanai. Ūdens vidē akumulēto nogulumu, piemēram, slokšņu mālu, ezeru un purvu nogulumu, upju palieņu nogulumu sedimentācijas apjomu un ātruma izpēte ļauj noskaidrot ūdensteču un ūdenstilpju baseinos notikušo erozijas procesu pastiprināšanās cikliskumu saistībā ar klimata izmaiņām Zemes ģeoloģiskajā vēsturē un cilvēka izraisītām pārmaiņām vidē. Ievērojams skaits pētījumu ir veltīts arī nepastāvīgo ūdensteču gultnēs akumulētajiem nogulumiem kā erozijas procesus kvantificējošiem, ainavvides izmaiņas un paleoklimatisko situāciju raksturojošiem stratigrāfiskās informācijas avotiem (Dotterweich *et al.*, 2003; Dreibrodt, 2005; Vanwalleghem *et al.*, 2005a; Diodato, 2006; Macklin *et al.*, 2006). Latvijā šādu pētījumu skaits pagaidām ir neliels (Saltupe, 1982), tāpēc absolūto un relatīvo datējumu nepietiekamais skaits neļauj sniegt atbildi uz jautājumu, vai gravu tīkla izveidē dominējošie ir antropogēnie vai klimatiskie faktori. Lai kaut daļēji mazinātu informācijas trūkumu šajā jomā, tika veikta mērķtiecīga karengravu izpēte (Soms un Kalniņa, 2010).

Izpētes gaitā karengravu gultnēs tika veikti ģeoloģiskās zondēšanas darbi un rakti šurfi ar nolūku noskaidrot akumulētā drupiežu materiāla sastāvu un slāņa biezumu, iegūt nogulumu monolītus no karengravas gultnes un tajā akumulētā materiāla kontakta zonas ar nolūku veikt paraugu sporu-putekšņu analīzi.

Apsvērums par gravu aizpildīšanās vecuma noteikšanas iespēju balstās uz pieņēmumu, ka gravās to atmiršanas stadijās notiek nogulumu uzkrāšanās, kuras gaitā gultnēs akumulētajā materiālā tiek ieslēgtas augu makroatliekas, sporas un putekšņi, kā arī ar cilvēka darbību saistīti artefakti (ogļītes, trauku lauskas), kurus iespējamas izmantot datēšanai. Lai gan dažādās pasaules valstīs gravu gultnēs akumulētos nogulumus apzīmē ar atšķirīgiem terminiem (piem. latviešu val. un krievu val. tiek lietots termins „gravu alūvijs” vai „prolūvijs”), angļu valodā publicētajos pētījumos visbiežāk tiek lietots jēdziens „kolūvijs”, ar to apzīmējot šo nogulumu veidošanās komplekso raksturu (Leopold and Völkel, 2006).

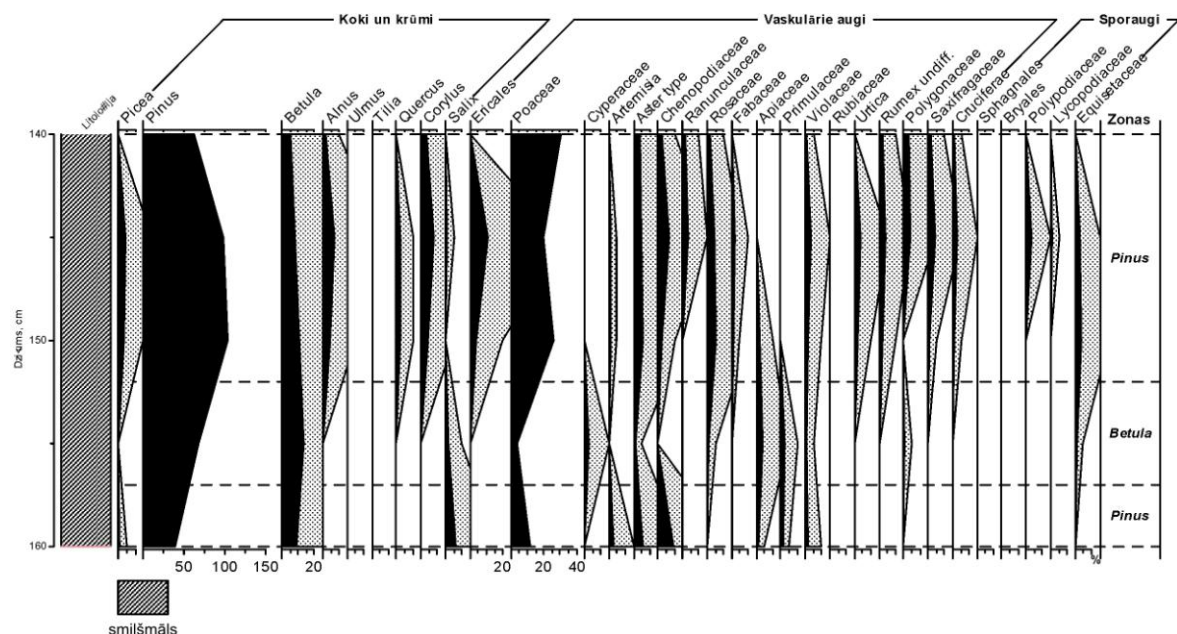
Koluviālo nogulumu datēšana ietver sevī arī vairākas metodiski neviennozīmīgi risināmas problēmas: (1) datējums norāda laiku, kad gravas gultnē sākusies akumulācija, respektīvi, iegūtais vecums raksturo nevis erozijas formas veidošanās laiku, bet gan tās atmiršanas laiku; (2) gravu gultnēs atjaunojoties erozijas procesiem un ieģrauzumam sekundāri aizpildoties, datējums uzrādīs jaunākā erozijas cikla aprimšanas laiku; (3) koluviālie nogulumi veidojas gravas gultnē akumulējoties materiālam, kurš ir izskalots vai pārskalots erozijas formas augšējos posmos, vai arī noskalots no sateces baseina virsmas, līdz ar to vienā stratigrāfiskā slānī var tikt izgulsnēti gan ļoti jauni, gan daudz vecāki smalkgraudaini drupu ieži, minētais attiecas uz sporām, putekšņiem, augu makroatliekām un cita veida organiskām atliekām; (4) iegūto datu ticamības verificācijai un korelāciju veikšanai ir nepieciešami daudzi, ideālā gadījumā vairāki desmiti datējumu, kas veikti vienlaicīgi izmantojot sporu-putekšņu analīzi, ^{14}C , ^{137}Cs un OSL metodes – šo datējumu augstās izmaksas ievērojami sadārdzina pētījumus. Ņemot vērā augstāk uzskaitītās problēmas, autors nepretendē uz iegūto rezultātu absolūtu ticamību, bet iezīmē metodoloģisko pieeju erozijas tīkla attīstības vecuma noteikšanai Latvijā.

Karengravu gultnēs akumulētās nogulumu slāņkopas biezums pētītajā teritorijā svārstās no 1,1 m līdz 2,2 m, šos nogulumus pamatā veido smalkgraudainas smilts un aleirītiski vai smilšaina māla nogulumi (Soms un Kalniņa, 2010). Nogulumu monolītu granulometriskā analīze parādīja, ka prolūvijs un karengravas gultni veidojošās

pamatmorēnas kontakta zonā, atšķirībā no monolīta augšējās daļas, ir lielāks rupjo un aleirīta daļiņu īpatsvars (*ibid.*).

Karengravu gultnēs iegūto iežu monolītu sporu–putekšņu analīzes, kas veiktas Latvijas Universitātes Kvartārvides laboratorijā, parāda, ka novērojamas palinoloģiskā sastāva kvantitatīvās un kvalitatīvās izmaiņas uz robežas starp gravu gultni veidojošajiem nogulumiem un gultnē akumulēto materiālu (Soms un Kalniņa, 2010), Kopumā putekšņu spektri diagrammās ir līdzīgi un lokālās putekšņu zonas nodalītas visai nosacīti, izmantojot tikai nelielas atšķirības (4.1.14. un 4.1.15. attēls).

Tā piemēram, karengravas HG3 prolūvija nogulumu monolīta sporu-putekšņu analīzes dati (Soms un Kalniņa, 2010) parāda (4.1.14. attēls), ka monolīta apakšējā daļā intervālā 1,56-1,60 m ir ļoti maza putekšņu koncentrācija, tikai 10 putekšņu uz 1 g nogulumu (p g^{-1}), kas krasi atšķiras no pārējā parauga un, iespējams, liecina par dažādu nogulumu ģenēzi monolīta pašā apakšējā daļā un augšējā daļā un ir skaidrojams ar to, ka karengravas gultnē ir iegrauzta glacigēnos gQ_3 pamatmorēnas nogulumos.



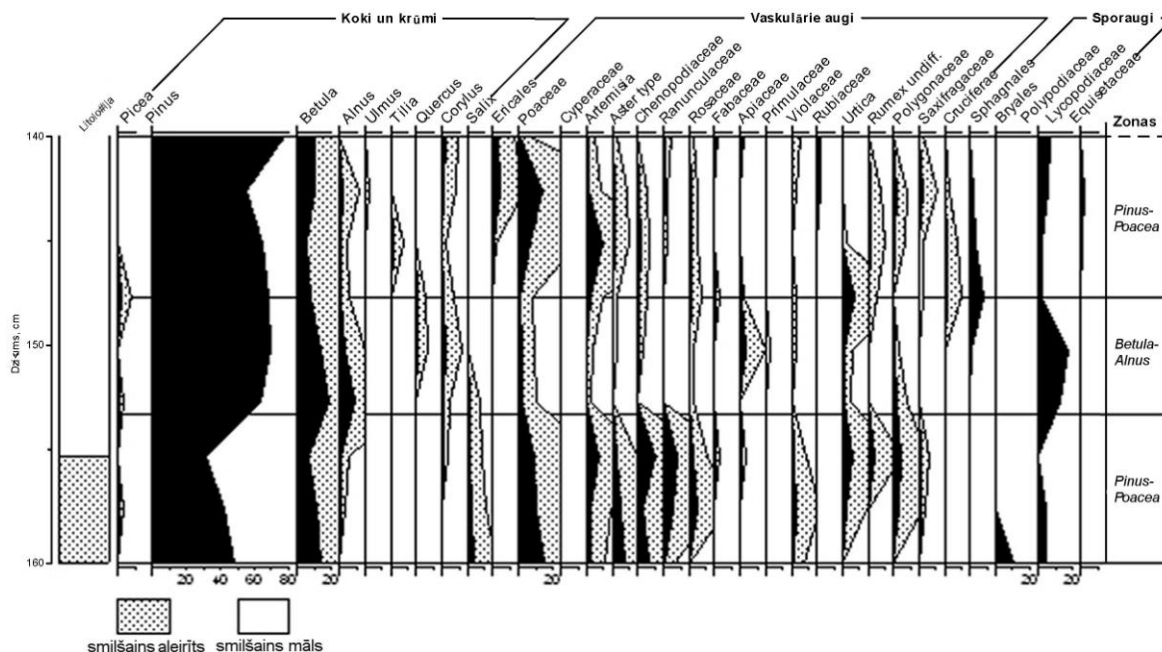
4.1.14. attēls. Karengravas, kas 4.1.10. attēlā apzīmēta ar HG3 (55°54'54"N; 26°49'00"E), prolūvija nogulumu sporu-putekšņu diagramma. Analīzi veica L. Kalniņa

Figure 4.1.14. Pollen and spore diagram of colluvial sediments of the hanging gully, which is marked with label HG3 (55°54'54"N; 26°49'00"E) in Fig. 4.1.10. Analysis done by L. Kalniņa

Monolīta apakšējā daļā (4.1.14. attēls) nodalītā zona *Pinus* raksturojas ar zemu putekšņu koncentrāciju, kuru starpā ievērojami pieaug vaskulāro augu putekšņu daudzums (*Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*). Intervālā 1,51-1,56 m nodalītā putekšņu zona *Betula* putekšņu koncentrācija (100-120 p g^{-1}) ir tikai nedaudz zemāka kā nākamajā zonā, tomēr

putekšņu sastāvs tajā ir atšķirīgs: ievērojami samazinās priežu, nedaudz palielinās bērzu putekšņu daudzums. Zonas vidusdaļā (1,54-1,55 m) putekšņu koncentrācija samazinās līdz 30 p g⁻¹, vienlaicīgi samazinās arī sugu daudzveidība. Putekšņu koncentrācija parauga augšējā daļā intervālā 1,4-1,55 m ir neliela, 120-300 p g⁻¹. Putekšņu sastāvu nogulumu šajā monolīta daļā (zona – *Pinus*) raksturo ievērojama priežu putekšņu dominance (līdz 80%), kā arī neliels egļu, alkšņu, bērzu un lazdu putekšņu daudzums. Jāatzīmē salīdzinoši liels vaskulāro augu putekšņu daudzums (līdz 20%), kurus galvenokārt konstatētas dažādas graudzāļu sugas, tai skaitā arī kultivēto zemju sugas. Šāds putekšņu sastāvs norāda uz salīdzinoši atklātu teritoriju nogulumu veidošanās laikā. Kopumā putekšņu diagramma ļauj secināt, ka proluviālie nogulumi veidojušies salīdzinoši nesen – augšējā subatlantiskā laika (SA3) ietvaros, jo izmaiņas putekšņu sastāvā diagrammas augšējā daļā ir nelielas un praktiski atspoguļo mūsdienu veģetāciju.

Karengravas HG2 prolūvija nogulumu monolīta sporu-putekšņu analīzes dati (Soms un Kalniņa, 2010) parāda (4.1.15. attēls), ka putekšņu koncentrācija visos analizētajos paraugos ir neliela, tikai 15-20 putekšņu uz 1 g nogulumu (p g⁻¹), tomēr tā sastāvs salīdzinoši labi atspoguļo lokālo veģetāciju. Koku putekšņu sastāvā dominē priedes, bet lakstaugi ir bagātīgi pārstāvēti ar graudzālēm (*Poaceae*). Diagrammā nodalītas 3 putekšņu zonas, starp kurām augšējā un apakšējā norāda uz atklātu ainavu gravas apkārtņē šajās zonās ietvertu intervālu nogulumu veidošanās laikā. Diagrammas apakšējā putekšņu zona *Pinus*-lakstaugi liecina par pļavas veģetāciju karengravas apkārtņē, ko raksturo bagātīgs lakstaugu sastāvs, starp kuriem ir ievērojams daudzums arī ruderālo augu (*Chenopodiaceae*, *Urtica*, *Polygonaceae* u.c.). Vidējā *Betula-Alnus* zona iezīmējas ar ievērojamu koku putekšņu īpatsvara palielināšanos, kas, iespējams, liecina par klimatisko apstākļu izmaiņām un teritorijas apmežošanos. Par vides apstākļu izmaiņām liecina nogulumu granulometriskā sastāvs, kurā smilšainu mālu nomaina aleirītiska smilts. Diagrammas augšējā daļā putekšņu zonas *Pinus-Poaceae* intervālā atkal palielinās lakstaugu īpatsvars. To sastāvā dominē *Poaceae*, *Artemisia*, kā arī ieviesušies ēriku dzimtas sīkkrūmi. Putekšņu spektri diagrammā kopumā atspoguļo subatlantiskajam laikam raksturīgu veģetāciju, kas mainījies klimatisko apstākļu un, iespējams, arī cilvēka darbības ietekmē.



4.1.15. attēls. Karengravā, kas 4.1.10. attēlā apzīmēta ar HG2 (55°54'52"N; 26°48'35"E), no gultnes un proluviālo nogulumu kontakta zonas iegūtā monolīta sporu putekšņu diagramma. Analīzi veica L. Kalniņa

Figure 4.1.15. Pollen and spore diagram of monolith sampled from contact between channel and colluvial sediment in the hanging gully, which is marked with label HG2 (55°54'52"N; 26°48'35"E) in Fig. 4.1.10. Analysis done by L. Kalniņa

Ņemot vērā, ka monolīti tika iegūti no ģeogrāfiskā ziņā tuvu izvietotām karengravām, teorētiski sporu-putekšņu sastāvam tajās akumulētajos prolūvija nogulumos ir jābūt līdzīgam. Tomēr iegūtie rezultāti šo pieņēmumu nepastiprina, piemēram, salīdzinot HG2 un HG3 karengravu sporu putekšņu diagrammas (4.1.14. attēls un 4.1.15. attēls), ir redzamas kvantitatīvas un kvalitatīvas atšķirības. Šīs atšķirības nevar tikt izskaidrotas ar veģetācijas sastāva dažādību, bet drīzāk ar sporu-putekšņu materiāla sekundāru pārgulsnēšanu prolūvija uzkrāšanās gaitā. Tādējādi sporu-putekšņu analīzes rezultāti ir pretrunā ar pieņēmumu par karengravu veidošanās vecumu, kas ekstrapolēts no datiem par virspalu terašu ģenēzes datiem. Tas ir skaidrojams ar iepriekš minētajām metodoloģiska rakstura problēmām, respektīvi, karengravu gultnēs akumulētie nogulumi raksturo tikai pašu jaunāko akumulācijas ciklu.

4.1.5. Avotcirku gravas, to morfoloģijas un veidošanās mehānisma izpētes rezultāti

Terminu "avotcirku grava" pirmo reizi publikācijā lieto V. Venska (1982), aprakstot Gaujas Nacionālā parka teritorijā esošo atsevišķu savdabīgo gravu morfoloģiju. Šo gravu

morfoģenētisko tipu pārstāv īsas, saliktas ģenēzes, t.i. nogāžu procesu un erozijas veidotas formas, kuras izveidojušās negatīvo reljefa formu, piemēram, dziļo upju ieleju un subglaciālo iegultņu stāvās nogāzēs. Viena no pazīstamākajām šāda tipa gravām ir Raganu katls Siguldas novadā, Daudas upītes kreisajā krastā (4.1.16. attēls).

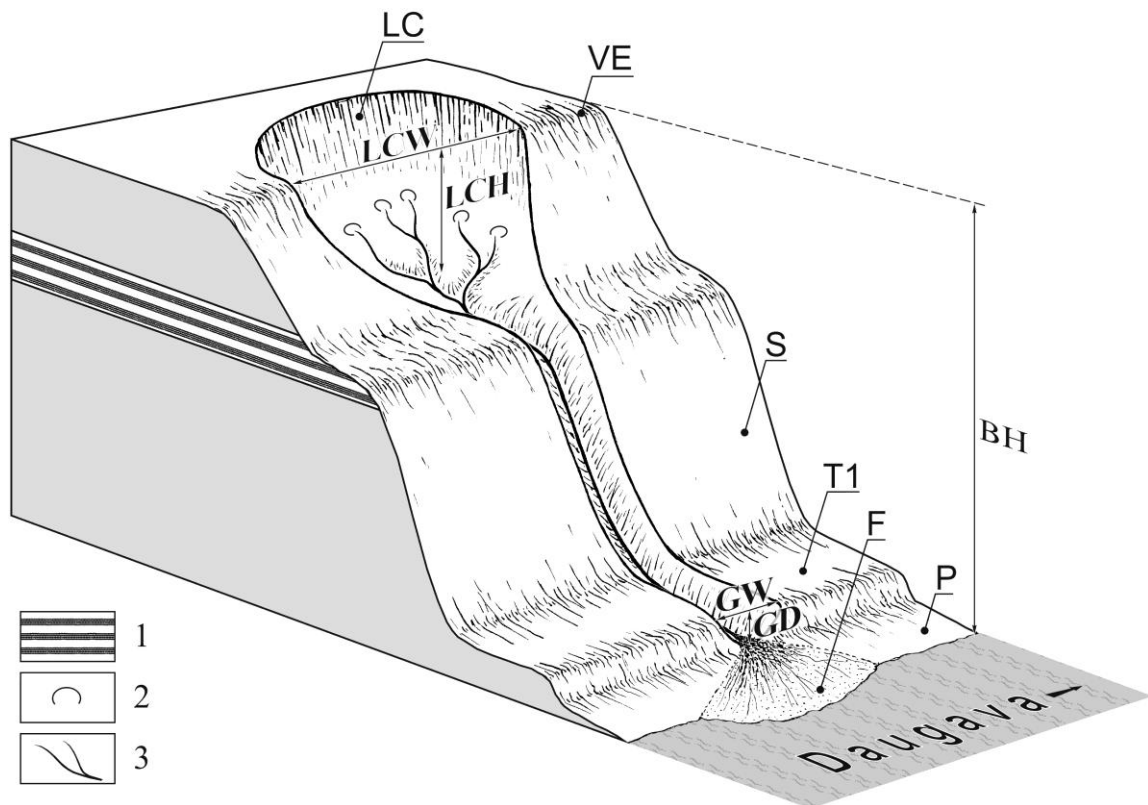


4.1.16. attēls. Avotcirku grava - Raganu katls, Daudas ieleja (fotopanorāmas montāža J.Soms, 2007).

Figure 4.1.16. Landslide cirque gully - Raganu katls, the valley of the river Dauda (photopanoramic picture J.Soms, 2007)

Morfoloģiski un ģenētiski līdzīgas formas, kuru attīstība saistīta ar gravīgēnajiem procesiem, zinātniskajā literatūrā tiek dēvētas arī par „noslīdeņu kompleksiem” (angl. *slide complex*, Parkner *et al.* 2007) un „noslīdeņu cirku gravām” (angl. *landslide cirque gullies*, Soms, 2007). Tomēr autors darbā lieto Latvijas ģeomorfoloģiskajā terminoloģijā jau nostiprinājušos terminu „avotcirku grava” (Jansons 1999), ar šo vārdu salikumu apzīmējot tās erozijas formas, kuru veidošanas pamatā noteikusi sufozijas, nogāžu procesu un fluviālās erozijas mijiedarbība. Pētījumu teritorijas ietvaros šāda morfoģenētiskā tipa gravas visvairāk tika konstatētas Daugavas senlejas posmā starp Krāslavu un Naujieni (Soms, 2007), kā arī atsevišķās subglaciālajās iegultnēs, piemēram, Šilovkas ezera un Subates subglaciālajās gultnēs (skat. 4.2.3. apakšnodaļu).

Avotcirku gravām tipomorfos gadījumos augšteces daļā ir pudeles kakla formas paplašinājums, kurš savienojas ar piltuvveida vai amfiteātra veida puslokā izliektu iegrauzumu, savukārt lejteces daļā tām ir V-veida šķērsprofils (4.1.17. attēls). Daudzi avoti vai avotu grupas, kuru debits $< 0,05 \text{ l s}^{-1}$ un kuri saskaņā ar klasifikāciju (Jansons, 1993) ierindojami mikroavotu grupā, izplūst noslīdeņa cirka sienās un apakšējā daļā, un saplūstot parasti veido avotcirku gravas gultnē nelielus, patstāvīgus strautiņus. Minētais norāda uz gruntsūdeņu izplūšanas izraisītās sufozijas nozīmi avotcirku ģenēzē.



4.1.17. attēls. Tipiskas avotcirku gravas shēma ieslīpā sānskatā, kurā parādīti šādu formu galvenie elementi un morfometriskie raksturlielumi (autora zīm.)

P = paliene; **F** = iznesu kons; **T1** = 1. virspalu terase I; **S** = ar mežu klāta ielejas nogāze; **VE** = ielejas krote; **LC** = avotcirks; **1** = pret denudāciju noturīgāki glaciolimniskie nogulumu ar zemu ūdenscaurlaidību; **2** = mazi avoti un mikroavotu grupas; **3** = pastāvīgi strautiņi; **LCW** = avotcirka platums; **LCH** = avotcirka augstums; **GW** = gravas platums; **GD** = gravas dziļums; **BH** = erozijas bāze.

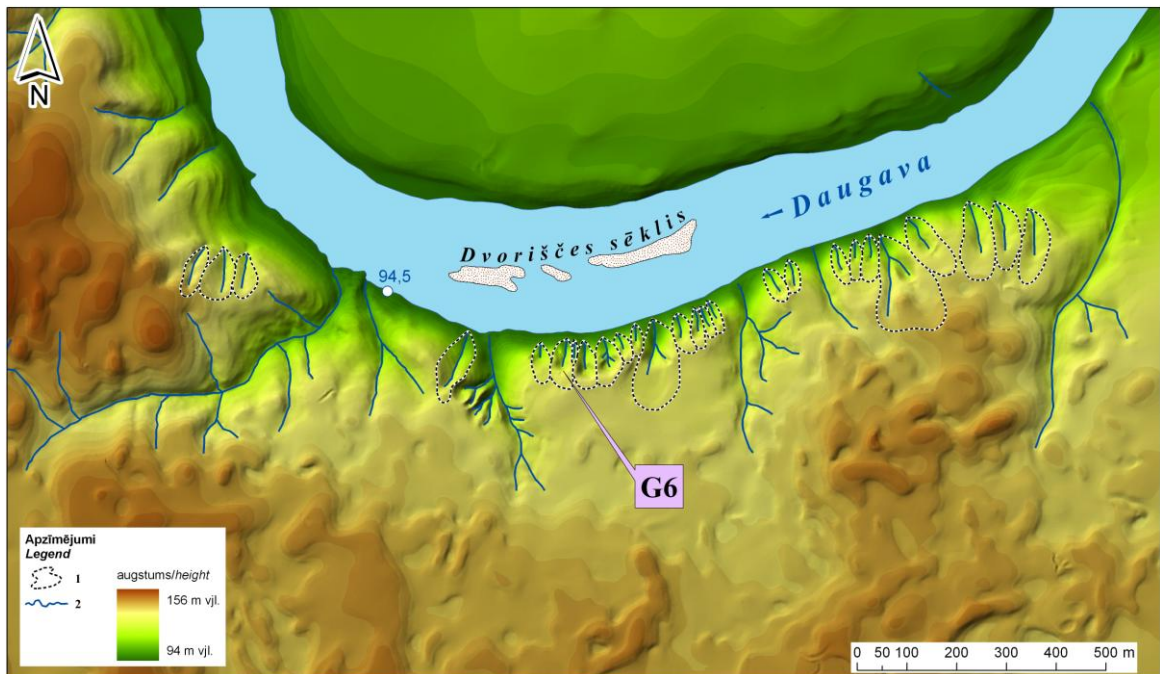
Figure 4.1.17. Sketch of oblique view of typical landslide cirque gully representing the main elements and topographic characteristics of such landforms (fig. by author)

P = floodplain; **F** = colluvial fan; **T1** = terrace I; **S** = vegetated slope of the valley; **VE** = edge of the valley; **LC** = landslide cirque; **1** = more resistant to denudation glaciolacustrine sediments of low impermeability; **2** = small springs and sapping signs; **3** = permanent brooklets; **LCW** = landslide cirque width; **LCH** = landslide cirque height; **GW** = gully width; **GD** = gully depth; **BH** = base height.

Avotcirku gravu ģeogrāfiskās koncentrācijas un skaita ziņā savdabīga ir Daugavas senlejas Skerškānu loka virsotne, kur Krāslavas novada Kaplavas pagastā, Daugavas kreisajā krastā, meandra loka virsotnē starp Sproģu mājām un Aizvējiņu pilskalnu atrodas viens no Augšdaugavas ģeoloģiskajiem un ģeomorfoloģiskajiem dabas pieminekļiem – Sproģu avotcirku gravas. Šis dabas piemineklis ir iekļauts arī WCPA (*World Commission on Protected Areas*) datu bāzē (World Database on Protected Areas, Site Code: 172696). Šajā teritorijā Daugavas senielejas kreisā pamatkrasta nogāzē starp divām dziļām sānu gravām, apm. 3,5 km leņpus Krāslavas, nogāžu procesi un gravu erozija noteikuši savdabīga noslīdeņu, avotcirku un gravu reljefa kompleksa izveidošanos, par kuru pirmās rakstiskās ziņas sniegtas pagājušā gadsimta 90.-to gadu avotos (Jansons 1999). Šeit

apmēram 1,2 km garā posmā 34 – 38 m augsto upes pamatkrastu saposmo daudzas gravas (4.1.18. attēls) un vērojamas nogāžu procesu pēdas.

Šajā teritorijā autors veica gravu erozijas un nogāžu procesu veidotā reljefa pētījumus, ar nolūku noskaidrot formu morfoloģiju, to izvietojuma un attīstības saistību ar pamatkrasta nogāzes ģeoloģisko uzbūvi, kā arī novērtēt eksogēno procesu (sufozijas, noslīdeņu veidošanās, lineārās erozijas) norises intensitāti. Pētījumu gaitā tika apsekotas un uzņēmītas 26 īsas, nesazarotas nogāžu gravas, kuru augšteces daļā vērojami daudzi noslīdeņi un avotcirki, un 3 gravveida ielejas. Gravu ciešais izvietojums (4.8.18. attēls) un ar ĢIS ģeotelpiskās analīzes rīkiem noteiktais (skat. 3.8. nodaļu) lielais gravu tīkla biežums (līdz 14 gravas km⁻²) rada iespaidu, ka tām ir pārāk mazi ūdensguves baseini, lai pat pie maksimālām noteces vērtībām attīstītos lineārā erozija. Autora veiktā ĢIS analīze parāda, ka neskatoties uz lielo gravu tīkla biežību, minētā tipa gravu veidotā erozijas tīkla blīvums ir neliels, max. līdz 0,98 km km⁻².



4.1.18. attēls. Sproģu avotcirku gravu (55°52'N; 27°06'E) digitālais zemes virsamas modelis. **1** = avotcirku gravu sateces baseini; **2** = tipisko gravu, avotcirku gravu un gravveida ieleju ievalki; **G6** = avotcirka grava, kuras profils parādīts 4.1.20. attēlā,

Figure 4.1.18. Digital terrain model of the Sproģi landslide cirque gullies (55°52'N; 27°06'E). **1** = catchments of landslide cirque gullies; **2** = thalwegs of typical gullies, landslide cirque gullies and valley-like gullies; **G6** = landslide cirque gully profile of which is depicted in Fig. 4.1.20.

Avotcirku gravas pētītajā teritorijā ir relatīvi īsas (4.1.2. tabula), to garums vidēji ir 60 – 70 m, tikai atsevišķos gadījumos sasniedzot vai pārsniedzot 100 m vērtību. Erozijas iegrauzumu dziļumi gravu lejtecē variē no 0,8 līdz 2,4 m un tiem ir izteikta V-veida forma.

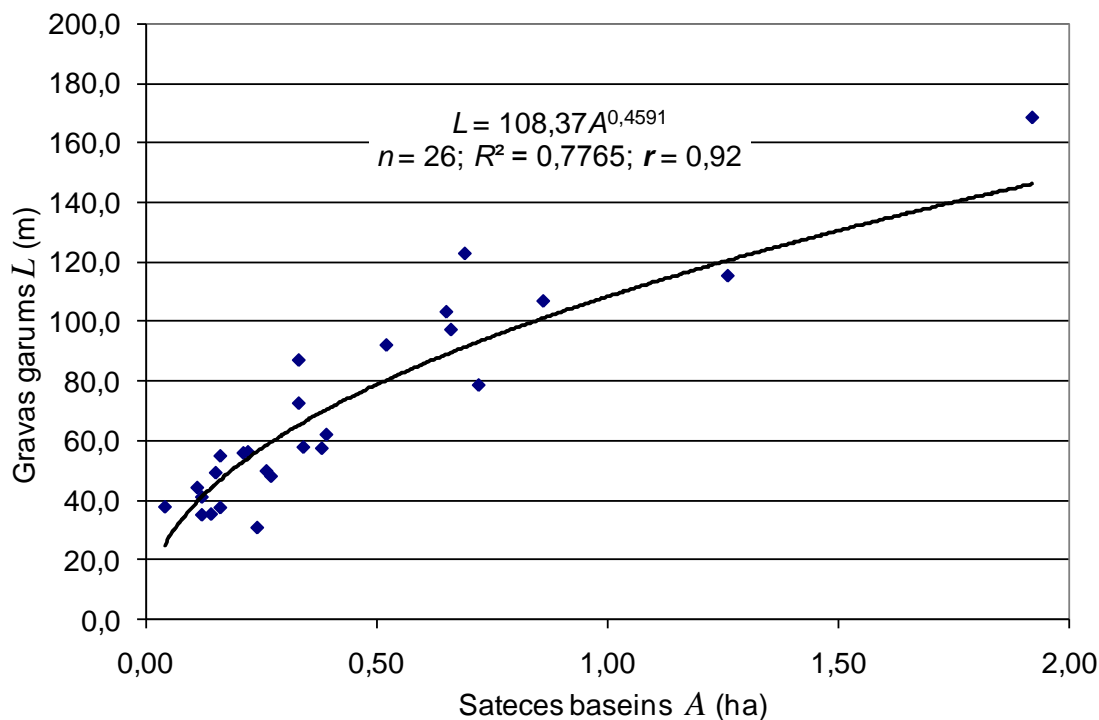
4.1.2. tabula. Avotcirku gravu morfometriskie raksturlielumi (apzīmējumi 4.1.17. attēlā)
 Table 4.1.2. Topographic characteristics of landslide cirque gullies (abbreviations in Fig. 4.1.17.)

Morfometriskie raksturlielumi	Skaitliskās vērtības			
	min.	max.	vid.	STDEV
Avotcirku gravu garums L (m)	31,0	123,1	66,5	27,5
Avotcirku gravu sateces baseins A	0,11	1,26	0,39	0,29
Avotcirku gravu daļbaseins A_u (ha), kuru drenē gravas augštece	0,019	0,675	0,114	0,138
Avotcirku gravu platums GW (m)	2,40	6,70	4,56	1,51
Avotcirku gravu dziļums GD (m)	0,80	2,40	1,54	0,57
Avotcirku gravu platuma-dziļuma attiecība WDR	2,62	3,63	3,11	0,38
Avotcirku gravu ievalka vid. kritums \bar{T}_g ($m\ m^{-1}$)	0,12	0,48	0,33	0,10
Avotcirku platums LCW (m)	18,0	62,0	39,1	13,9
Avotcirku augstums LCH (m)	3,60	14,0	10,0	3,40

STDEV = standartnovirze, kas raksturo avotcirku gravu morfometrisko raksturlielumu variēšanas pakāpi
 STDEV = standard deviation, which describes the degree of variation of topographic characteristics of
 landslide cirque gullies

Gravu platumu-dziļuma attiecība ir robežās no 2 līdz 3,5, un, salīdzinājumā ar literatūrā sniegtajiem datiem (Vanwalleghem *et al*, 2003), par šī raksturlieluma vērtībām 7,66 līdz 8,9, aprīmušajām gravām ir ievērojami mazāka. Tas liecina, ka gultnē turpinās erozijas procesi un gravas netiek aizpildītas ar koluviālo un proluviālo materiālu. Minēto apstiprina arī daudzās avotcirku gravās konstatētie strauji tekoši strautiņi, kuru uzmērītās gultnes GW_b ir no 0,3 līdz 0,9 m platas (Soms, 2007). Neskatoties uz pastāvīgu ūdensplūsmu klātbūtni gultnēs un erodētā materiāla transportu no augtāka hipsometriska līmeņa uz Daugavas palieni, avotcirku gravām nav izteiktu izneses konusu, jo tie regulāri tiek noskaloti pavasara palu laikā.

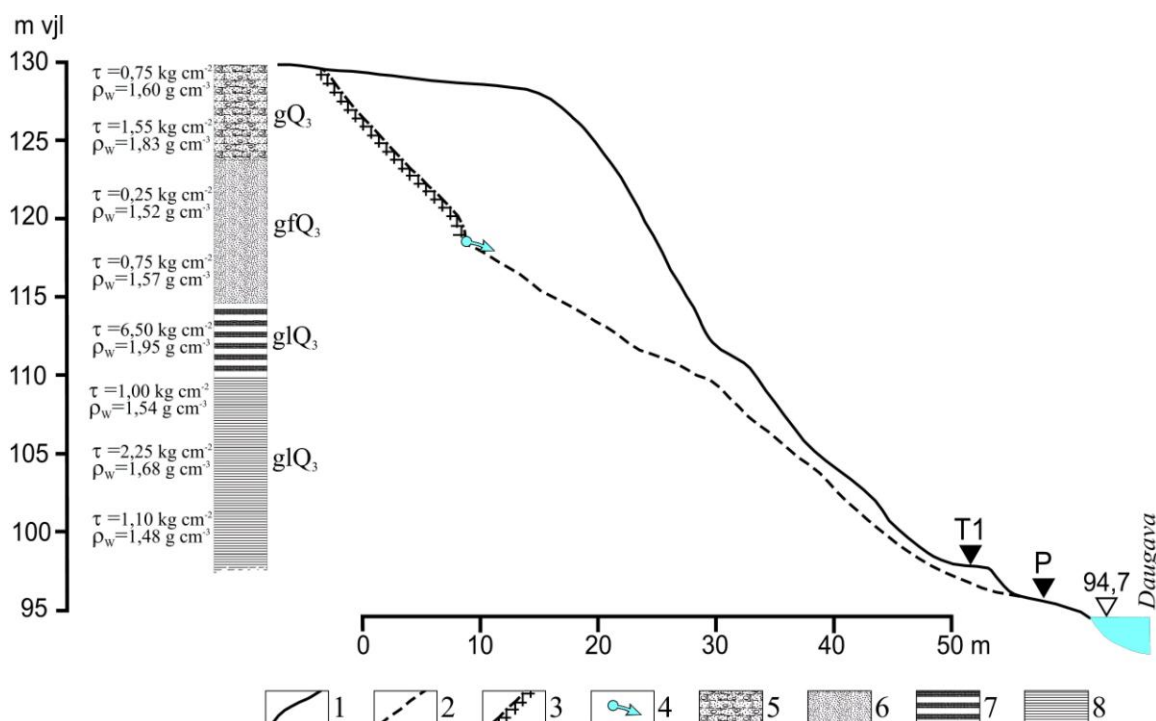
Šīm gravām ir morfoloģiski vāji izteikti ūdensguves baseini, kuru laukums parasti nepārsniedz vienu hektāru, pie tam lielākā daļa ūdensguves baseina atrodas uz pamatkrasta nogāzes. Veicot avotcirku morfometrisko parametru skaitlisko vērtību korelāciju, noskaidrojās cieša saistība ($r = 0,92$; $p < 0,01$) starp gravu baseinu platību un gravu garumu (4.1.19. attēls).



4.1.19. attēls. Korelācija starp avotcirku gravu sateces baseinu A (faktoriālā pazīme) un to garumu L (rezultatīvā pazīme). Aprēķiniem izmantoti ar ĢIS veiktās ģeotelpiskās analīzes dati.

Figure 4.1.19. Correlation between catchment area A and length L of landslide cirque gullies. Graph constructed from data obtained by GIS geospatial analysis.

Vadoties no gravas ievalka novietojuma attiecībā pret reljefa elementiem, šī tipa gravām jāatzīmē divas nozīmīgākās morfoloģiskās īpatnības, kuras nav raksturīgas citiem gravu morfoģenētiskajiem tipiem (skat. 4.1. nodaļu). Autora promocijas darba pētījumā noskaidrots, ka avotcirku gravas augštece nešķeļ vai tikai nedaudz šķeļ pamatkrasta kroti (4.1.20. attēls) un drenē ļoti nelielu ielejai pieguļošās teritorijas daļu (4.1.18. attēls un 4.1.2. tabula). Ņemot vērā šo lineāro erozijas formu morfometriju un erodētā materiāla apjomu, tās var tikt salīdzinātas ar efemērajām gravām (skat. 4.1.6. apakšnodaļu). Tomēr no nosauktajām tās atšķiras ar kāpļainu garenprofilu, kas galvenokārt atkārti nogāzes profilu (4.1.20. attēls) un augstām autora *in situ* uzmērītām garenkrituma vērtībām, kuras var pārsniegt $0,4 \text{ m m}^{-1}$.



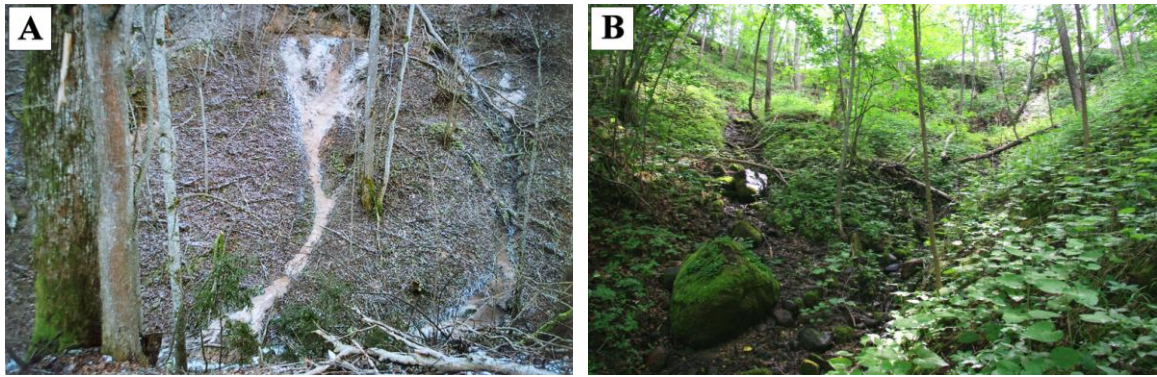
4.1.20. attēls. Digitālajā reljefa modelī atzīmētās avotcirku gravas G6 garenprofils un nogāzes ģeoloģisko uzbūvi raksturojoša shēma. Profils sastādīts pēc lauka uzmērījumu datiem.

1 = pamatkrasta nogāzes profils; **2** = gravas gultnes profils; **3** = noslīdeņa atrašanās vieta; **4** = avotu grupa; **5** = akmeņaina mālaina smiltis un smilšaina māla morēna; **6** = smilšaini nogulumi; **7** = bezakmens māls; **8** = aleirītiska smiltis un aleirīts; τ = bīdes spriegums; ρ_w = dabīgi mitras grunts blīvums; **T1** = 1. virspalu terase; **P** = paliene.

Figure 4.1.20. Longitudinal profile of landslide cirque gully G6 marked in digital elevation model and sketch showing geological structure of the valley slope. Profile constructed from field survey data.

1 = slope profile; **2** = gully bottom profile; **3** = landslide scarp; **4** = group of springs; **5** = sandy loam and clayey loam glacial stony till; **6** = sandy deposits; **7** = clay; **8** = very fine sand and silt; τ = shear stress; ρ_w = natural wet density; **T1** = terrace I; **P** = floodplain.

Autora veiktie lauka pētījumu rezultāti liecina, ka avotcirku gravas veidojušās ģeoloģiskajiem un hidroģeoloģiskajiem faktoriem mijiedarbojoties un attīstoties lineārajai erozijai labvēlīgā virzienā, svarīgi, ka gravu attīstībā dominējošā loma ir avotiem (Crosta and di Prisco, 1999). Tieši pazemes ūdeņu izraisītā sufozija un ar to saistītā noplūdeņu un rotācijas noslīdeņu veidošanās ir noteikusi apskatāmās teritorijas sarežģīto topogrāfiju un īsu „pudeles kakla” (angl., *bottleneck shape*, Crosta and di Prisco, 1999) vai „siles veida” formas gravu veidošanos (4.1.21. attēls).



4.1.21. attēls. Skerškānu loka virsotnē Daugavas kreisā pamatkrasta stāvajā nogāzē ($55^{\circ}52'20''N$; $27^{\circ}06'10''E$) esošās tipomorfas pudeles kakla formas (A) un siles veida formas (B) avotcirku gravas. Foto J.Soms 2009.

Figure 4.1.21. Typical bottle-neck shaped (A) and trough shaped (B) landslide cirque gullies associated with bluff of the left bank of the Daugava valley, Skerškāni meander ($55^{\circ}52'20''N$; $27^{\circ}06'10''E$). Photo J. Soms 2009.

Šo gravu paplašinātās augšteces daļas ir ģenētiski saistītas ar noslīdeņu avotcirkiem, kuriem, atšķirībā no Gaujas senlejā smilšakmeņos izveidojušajiem avotcirkiem (Venska, 1982), ir salīdzinoši lēzenākas ($35-55^{\circ}$) sienas. Šī tipa gravu attīstības galvenais priekšnoteikums Skerškānu loka virsotnē ir komplicēta nogāžu ģeoloģiskā uzbūve vertikālā griezumā (4.1.20. attēls). Proti, uz augšpleistocēna (Juškevičs *et al.*, 2003) bezakmens māla (glQ_3) un to pārsedzošo glaciofluviālo (gfQ_3) nogulumu kontakta veidojas atsevišķi lejupplūsmas avoti vai biežāk - avotu grupas. Atšķirīga sastāva nogulumu kontakta slāņa pārmitrinājuma rezultātā veidojas slīdvirsmas, pa kuru augstāk novietotais iežu masīvs gravitācijas ietekmē noslīd pa nogāzi uz leju - veidojas noslīdenis. Noslīdeņa ķermeņa virsma sagāžas ar slīpumu pret slīdēšanas virsmu un koku stumbri, kas pārvietojas kopā ar noslīdeni, tiek vairāk vai mazāk sagāzti - veidojas "apskurbušais mežs" (Schukin, 1960). Nogāzes augšmalā izveidojas ieliekta, cirkveida forma, kura atbilstoši ģenēzei tiek saukta par avotcirku. Avotcirku nogāzēs veidojas jauni avoti ar nelielu debītu un pazemes ūdeņu plūsmas koncentrējas avotcirka pakājē un veic sākotnējo lineārās erozijas formu - izskalojumvagu veidošanu noslīdeņa ķermenī. Gadījumā, ja noslīdeņa ķermeņa pseidoterases virsma ir ar negatīvu slīpumu un nav iespējama tieša notece pa normāli, tad pazemes ūdeņu plūsma virzās gar noslīdeņa ķermeņa un nogāzes kontaktu un gravas attīstība sākas noslīdeņa sānos.

Iepriekšēji minētais norāda, ka avotcirku gravu veidošanos iniciē nogāžu procesi. Taču, lai noskaidrotu cik lielā mērā šī morfoģenētiskā tipa gravu tālāku evolūciju nosaka citām erozijas formām raksturīgā virszemes noteces koncentrēšanās, autora pētījumos

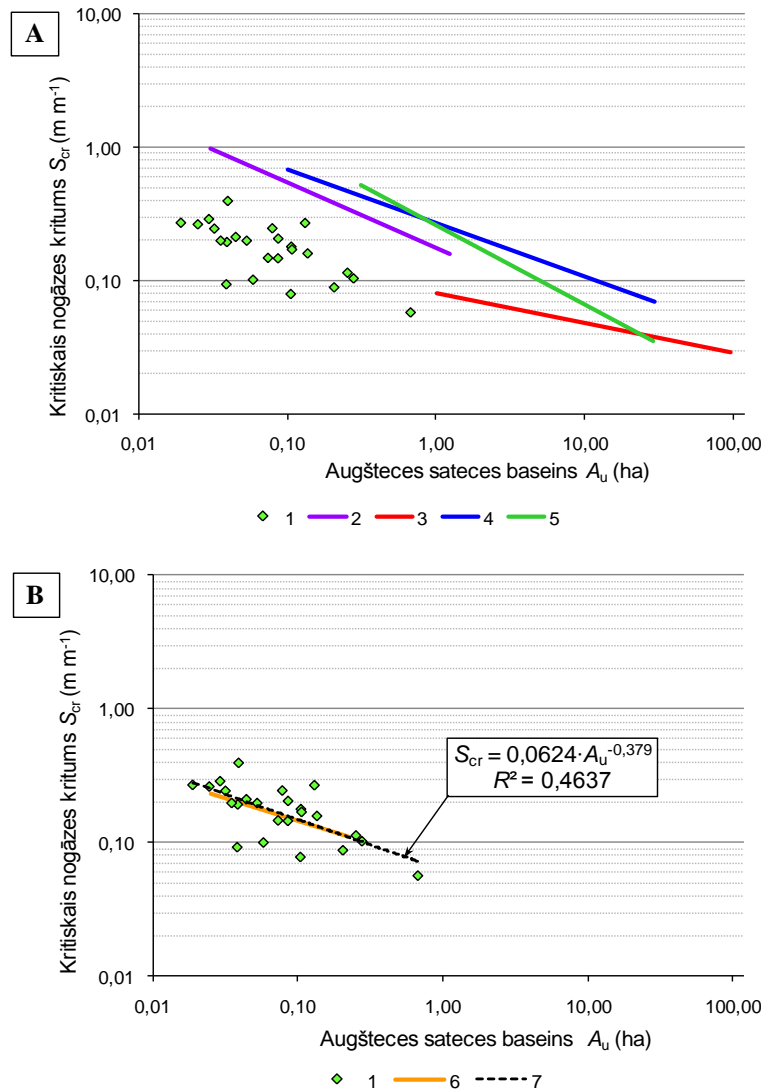
iegūtie dati tika salīdzināti ar literatūrā publicēto informāciju par eroziju determinējošo ģeomorfoloģisko faktoru sliekšņvērtībām (angl. *geomorphological thresholds*). Šādam salīdzinājumam vispirms tika analizēti no digitālā reljefa modeļa atvasinātie avotcirku gravu augšteces sateces baseinu un šo baseinu virsmas krituma parametri. Zinātniskās literatūras analīze parādīja, ka daudzos pētījumos (Montgomery and Dietrich, 1988; Dietrich *et al.*, 1992; Prosser and Abernethy, 1996) empīriski ir tikusi noteikta saistība starp sateces baseina platību (A) un R. Hortona (1945) aprakstīto kritisko nogāzes garuma S_{cr} vērtību, kas ir pietiekama, lai sāktos gravas attīstība. Šo saistību matemātiskā formā apraksta vienādojums (Vandaele *et al.*, 1996):

$$S_{cr} = aA^{-b} \quad (4.3)$$

Formulā 4.3 iekļautais koeficients a un eksponenta b variē dažādos reģionos un galvenokārt ir atkarīgi no fizioģeogrāfiskās vides īpatnībām un augsnes mehāniskā sastāva.

Autora pētījumu gaitā iegūtos datus vizualizējot logaritmiski un salīdzinot tos ar citu zinātnieku empīriski iegūtām sliekšņvērtību līknēm (4.1.22. attēls A), kuras dažādās pasaules valstīs ir noteiktas pielietojot vienādojumu (4.3), nākas secināt, ka avotcirku gravas S_{cr} vs A raksturojošā punktu kopa atrodas zemāk par kritisko sliekšņvērtību līknēm. Respektīvi, pie šādām Daugavas ielejai piegulošās teritorijas krituma vērtībām S_{cr} , virszemes notece, kas tiek koncentrēta gravu augšteces daļbaseinos A_u , nevar izraisīt gravu attīstību.

Nākamajā autora realizēto pētījumu posmā, salīdzinot avotcirku gravas S_{cr} vs A_u raksturojošo punktu kopu ar publicētajām kritiskajām sliekšņvērtībām (Samani *et al.*, 2009), pie kurām sākas sufozijas un noslīdeņu izraisīta gravu attīstība, tika novērota augsta sakritība (4.1.22. attēls B), kas apstiprina pieņēmumu par nogāžu procesu un sufozijas nozīmi šo gravu attīstībā.



4.1.22. attēls. Attiecība starp sateces baseina platību A_u , ko drenē gravas augštece un nogāzes krituma vērtību S_{cr} , pie kuras sākas gravas attīstība. Sproģu avotcirku gravām noteiktās vērtības (punkti) salīdzinājumā ar literatūrā sniegtajām kritiskajām sliekšņvērtībām (līnijas), pie kurām sākas efemēro gravu vai gravu attīstība (A), un kritiskajām sliekšņvērtībām, pie kurām sākas sufozijas un nogāžu procesu izraisīta gravu attīstība (B).

1 = Sproģu avotcirku gravu vērtības; **2** = Oregon, USA (Montgomery and Dietrich, 1988); **3** = South Downs, UK (Boardman, 1992); **4** = Western USA (Montgomery and Dietrich, 1994); **5** = SE Australia (Prosser and Abernethy, 1996); **6** = SW Iran (Samani *et al.*, 2009); **7** = no Sproģu avotcirku gravu raksturlielumiem autora atvasinātā sliekšņvērtību līnija.

Figure 4.1.22. Relationship between gully head upslope drainage area A and local gradient S_{cr} of slope surface at the channel head sufficient for gully initiation. Comparison of topographic values estimated for Sproģu landslide cirque gullies (dots) with published values of critical thresholds (lines) for incision of ephemeral gullies and permanent gullies (A), and critical thresholds for incision of landsliding and seepage dominated gullies.

1 = topographic values of Sproģu landslide cirque gullies; **2** = Oregon, USA (Montgomery, Dietrich, 1988); **3** = South Downs, UK (Boardman, 1992); **4** = Western USA (Montgomery, Dietrich, 1994); **5** = SE Australia (Prosser, Abernethy, 1996); **6** = SW Iran (Samania *et al.*, 2009); **7** = threshold line computed by author from topographic values of Sproģu landslide cirque gullies.

Noslēdzot veikto pētījumu, lai gūtu pilnīgāku priekšstatu par avotcirku gravu veidošanās mehānismu, tika veikti aprēķini, izmantojot J. Torri ar līdzautoriem (Torri *et al.*, 2006) aprakstīto fluviālās erozijas veidotām formām piemērojamu vienādību 4.1, kura analizēta promocijas draba 4.1.1. apakšnodaļā „Tipisko gravu morfoloģija un ģenēze”. Šī vienādība apraksta formu veidojošās ūdensplūsmas maksimālo caurplūduma (Q) un gultnes platuma (W) savstarpējā sakarību, kur a ir empīrisks koeficients un eksponentes b vērtība mainās robežās no 0,3 (izskalojumvagām) līdz 0,6 (upēm).

Izmantojot vienādības (4.1) izskalojumvagām un efemērajām gravām empīriski piemēroto formulu (Nachtergaele *et al.*, 2002)

$$W = 2,51 Q^{0,412} \quad (4.4)$$

un pieņemot, ka avotcirku gravas morfometrisko parametru ziņā (garums, platums, dziļums,) ir līdzīgas efemērajām gravām, var teorētiski aprēķināt caurplūduma vērtības, pie kurām notiek šo formu veidošanās. No vienādības (4.4) iegūstot izvedumu

$$Q = 0,1072 W^{2,427} \quad (4.5)$$

un tajā ievietojot lauka pētījumos iegūtās avotcirku gultņu platuma vērtības, iegūstam, ka eroziju izraisošajam un avotcirku gravas veidojošajam caurplūdumam jābūt robežās no $0,0058 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($W = 0,3 \text{ m}$) līdz $0,0831 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($W = 0,9 \text{ m}$).

Salīdzinot iegūtās vērtības ar avotcirku gravu avotu caurplūduma mērījumu rezultātiem, redzams, ka teorētiski aprēķinātie raksturlielumi ir par 2 pakāpēm augstāki nekā reālie avotu debīti. Respektīvi, pazemes ūdeņu kopējais debīts avotcirkā nesasniedz intensīvu eroziju izraisoša caurplūduma lielumu un nav pietiekams, lai veidotos gravas. Tas nozīmē, ka avotcirkos, vienlaicīgi ar pazemes ūdeņiem, koncentrējas arī lietus un sniega kušanas ūdeņu bezgultnes plūsmas un sīkas tērcītes, kurām saplūstot avotcirka pakājē, summārais pazemes ūdeņu un virsmas noteces apjoms nodrošina gravas attīstību.

Procesa norisi var pastiprināt arī gultnes lielais garenkritums un periodiski, lokāli gultnes nosprostojumi, kurus, saskaņā ar autora veiktajiem novērojumiem avotcirku gravās, izsauc mikroformu izmēra noslīdeņu veidošanās, nogāzes veidojošā materiāla nobrukšana un noslīdēšana gultnē. Šādi nosprostojumi veido nelielas kāples, avotcirka strauta ūdensplūsmas kinētiskā enerģija uz kāples pieaug, izraisot intensīvu kāples regresīvu izskalošanu. Rezultātā notiek kāples ātra pārvietošanās gravas virsotnes virzienā un pieaug tās augstums. Attīstības gaitā šīs kāples augstums pārsniedz ūdensplūsmas dziļumu gultnē, un pārgāzne pārvēršas par nelielu ūdenskritumu. Tas strauji palielina

dziļumerozijas intensitāti, jo veidojas evorsijas bedrītes. Kāples apakšējā daļā veidojas niša, un virs tās izvietotie ieži gravitācijas un hidrauliskā spiediena ietekmē nobrūk. Kopumā veidojas šādu kāpļu kaskādes, kuru regresīvās pārvietošanās mijiedarbībā ar nogāžu procesiem nodrošina gravu gultņu attīstību.

Ņemot vērā, ka visos autora pētītajos avotcirkos aug koki, bija iespējams gūt ieskatu avotcirku gravu attīstības vēsturē, izmantojot dendroģeomorfoloģijas metodes (skat. 3.7. nodaļu), proti, veikt koku stumbru gadskārtu skaita un to pieauguma rakstura analīzi, lai noteiktu ģeomorfoloģisko procesu ietekmi uz koku augšanu un tādējādi interpretētu šo procesu norises dinamiku (Alestalo, 1971). Šāda pieeja metodoloģiski balstās uz pieņēmumu, ka līdzīgi kā citi eksogēnie procesi, noslīdeņu veidošanās un gravu attīstība atstāj negatīvu limitējošu ietekmi attiecībā uz kokaugu veģetāciju - koku augšana ar vertikālu stumbra stāvokli ir iespējama tikai pēc tam, kad nogāžu procesi ir aprimuši un nogāzes ir stabilas. Tādējādi, nosakot gravu un noslīdeņu nogāzēs augošu koku vecumu, salīdzinoši precīzi ir iespējams noteikt noslīdeņu cirku vai gravu stabilizācijas laiku. Šim mērķim izlases veidā avotcirkos no diametra ziņā lielākajiem kokiem ar Preslera tipa rokas svārpstu tika iegūti urbumu serdenīši, un vēlāk, laboratorijā ar mikroskopa palīdzību tika veikta gadskārtu uzskaitē.

Pētījumos iegūtie rezultāti (Soms un Segliņš, 2010) norāda, ka Sproģu avotcirku stabilizācijas sākums saistāms ar 20. gadsimta 30.-tajiem gadiem, kad pēc intensīvu krastu izskalošanu izraisošiem paliem 1931. gadā (Gidrologičeskije svedenija, 1941; GRDC 2008) Daugavā ir sācijas relatīvi mierīgāka hidroloģiskā režīma laika posms. Atzīmējams, ka šo formu aizaugšana pēdējās desmitgadēs un veģetācijas segas veidošanās liecina par raksturīgām vides izmaiņām - Daugavā vairs nenorisinās intensīvi pali, kuru ļoti augsta ūdens līmeņa apstākļos ledus gabaliem un spēcīgai straumei regulāri izārdot krauju nogāžu apakšējo daļu, iepriekš atjaunojās intensīvi nogāžu procesi un tika iznīcināta augu sega.

Augstāk minētais liecina par noteces veidošanās apstākļu un Daugavas hidroloģiskā režīma izmaiņām, kā rezultātā mūsdienās ir samazinājusies reljefa veidotājprocesu intensitāte Daugavas senielejā.

4.1.6. Efemērās gravas un to veidošanos ietekmējošie faktori

Efemērās gravas (angl. *ephemeral gullies*) kā ūdens erozijas veidotās formas ir salīdzinoši plaši izplatītas lauksaimnieciski apstrādājamās zemēs daudzās pasaules valstīs (Bennett *et al.*, 2000; Poesen *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2007). Taču Latvijā līdz šim šī negatīvā procesa izraisīto faktoru un attīstības likumsakarību izpētei ir pievērsts maz uzmanības.

Saskaņā ar literatūras avotos biežāk lietotajām efemēro gravu definīcijām (Foster, 1986; Laflen *et al.*, 1986; Merkel *et al.*, 1988; USDA, 1997), šīs fluviālās reljefa formas ir nelieli, lineāri iegrauzumi, kuri veidojas saimnieciski izmantojamās zemes platībās virsmas notecei koncentrējoties atsevišķās ūdensplūsmas. Efemērās gravas veidojas izstieptās, lejup pa nogāzi vērstās drenāžas ieplakās un mikroreljefa pazeminājumos (Vandaele *et al.*, 1996; Foster, 2005), un, neskatoties uz to, ka šādi iegrauzumi parasti tiek aizpildīti zemes apstrādes gaitā, tie attīstās gandrīz tajā pašā vietā katru reizi, kad intensīvas sniega kušanas vai lietusgāzes ietekmē atjaunojas koncentrēta virsmas notece (Woodward, 1999; Casali *et al.*, 2000; Glossary of Soil Science Terms, 2001; Zhang *et al.*, 2007).

Vienlaicīgi jāņem vērā, ka efemērās gravas ir erozijas formas, kuras pastāv īslaicīgi, to veidošanās procesam ir izteikti sezonāls raksturs (*ephēmeros* [no gr.val] – īslaicīgs, pārejošs), respektīvi, tās ir reljefa formas, kuru veidošanos un pastāvēšanas ilgumu limitē cilvēka darbība, t.i. augsnes lauksaimnieciskā apstrāde. Atšķirībā no izskalojumvagām tās var tikt aizpildītas, bet ne pilnīgi nolīdzinātas, izmantojot tradicionālos zemes apstrādes paņēmienus (Vandaele *et al.*, 1996; Capra and Scicolone, 2002).

Par cik efemēro gravu, tāpat kā pastāvīgo gravu attīstība sākas ar izskalojumvagu veidošanos, lai šīs formas nodalītu, K.Haudžs (1977) ieteica definīcijā ieviest kvantitatīvu rādītāju, saskaņā ar kuru par efemēro grava var uzskatīt reljefa formu, kuras šķērsriezuma laukums pārsniedz 1 kv. pēdu jeb apm. 0,093 m². Efemērās gravas no izskalojumvagām atšķiras ne tikai ar kvantitatīvajiem rādītājiem, bet arī ar (Vandaele *et al.*, 1996):

- (I) veidošanās un izvietojuma raksturu: izskalojumvagas veidojas uz visas nogāzes un ir vienmērīgi sadalītas pa virsmas laukumu, to izvietojums ir mainīgs, bet efemērās gravas – tikai nogāzes mikroreljefa pazeminājumos un ieplakās, to izvietojums saglabājas;

- (II) erozijas procesa raksturu: izskalojumvagu veidošanās izraisa augsnes eroziju praktiski uz visas nogāzes virsmas, bet efemēro gravu veidošanās – tikai atsevišķās vietās,
- (III) erodēta materiāla pārnese raksturu: izskalojumvagas pārvieto erodēto materiālu no augstāka līmeņa uz zemāku nogāzes ietvaros, bet efemērās gravas – ārpus nogāzes profila.

Zinātnieku veiktie efemēro gravu erozijas pētījumi Eiropā parāda, ka šīs fluviālās cilmes reljefa formas ir gan noteces un erodētā materiāla transporta "kanāli", kuri paaugstina lauksaimniecībā izmantojamo teritoriju hidroloģisko saikni ar uztverošajiem ūdens objektiem (Poesen *et al.*, 2003), gan nozīmīgs zemes virsmas denudācijas process, kura norises gaitā erozijas apjomi sasniedz 2 līdz 90 m³ ha⁻¹ a⁻¹ (Poesen *et al.*, 1996; Casali *et al.*, 1999; Capra and Scicolone, 2002; Øygarden, 2003).

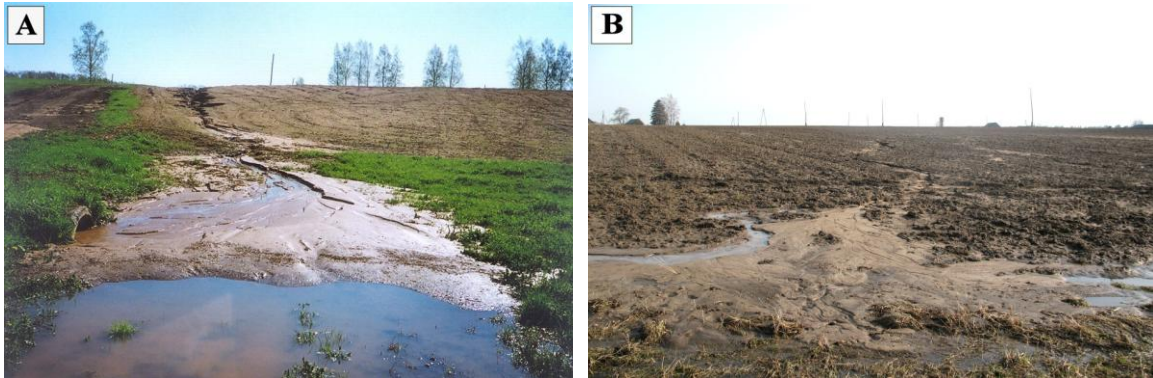
Efemēro gravu erozijas ietekme uz vidi izpaužas ne tikai kā augsnes degradācija to sateces baseinos, bet arī kā erozijas procesu sekas plašākās, arī ārpusbaseina teritorijās. To sekas izpaužas kā augsnes izskalošanas produktu, galvenokārt suspendētā materiāla un biogēnu pārnese izraisīti pastiprinātie sedimentācijas un eitrofikācijas procesi uztverošajās ūdenstilpēs un ūdenstecēs. Tāpēc ir būtiski izprast efemēro gravu veidošanās palaidējmehānismus (angl. *triggering mechanisms*) arī Latvijā un ierobežot to erozijas risku, tādējādi samazinot ķīmiskā piesārņojuma pārnese no maziem, zemākās pakāpes ūdensguves baseiniem.

Par cik Latvijā līdz šim nav veikta efemēro gravu izpēte, promocijas darbā izklāstīto pētījumu mērķis bija *in situ* iegūt datus par šī veida lineāro erozijas formu morfoloģiju un noskaidrot to veidošanos ietekmējošos faktoros.

Promocijas darbā izklāstītie efemēro gravu pētījumi Latgales un Augšzemes augstienēs parāda, ka saskaņā ar autora novērojumiem šīs reljefa formas arī dienvidaustrumu Latvijā veidojas bieži, taču ņemot vērā to pastāvēšanas īslaicīgo raksturu, fiksēt pašas reljefa formas un novērot to attīstību *in situ* izdodas salīdzinoši reti. Pētījumos konstatēto efemēro gravu max. dziļums ir no 0,25 līdz 0,8 m, max. platums – no 0,8 līdz 2,3 m, tām, līdzīgi kā Rietumeiropā aprakstītajām (Casali *et al.*, 2006), ir izteikts kastes veida šķērsprofils ar subvertikālām nogāzēm un plakanu gultni.

Fiksējot efemēro gravu veidošanās aptuveno laiku un veicot iegūto datu analīzi sezonālā griezumā, var secināt, ka atšķirībā no Rietumeiropas, kur efemēro gravu veidošanos nosaka galvenokārt intensīvi nokrišņi un tiem sekojošas virsmas noteces

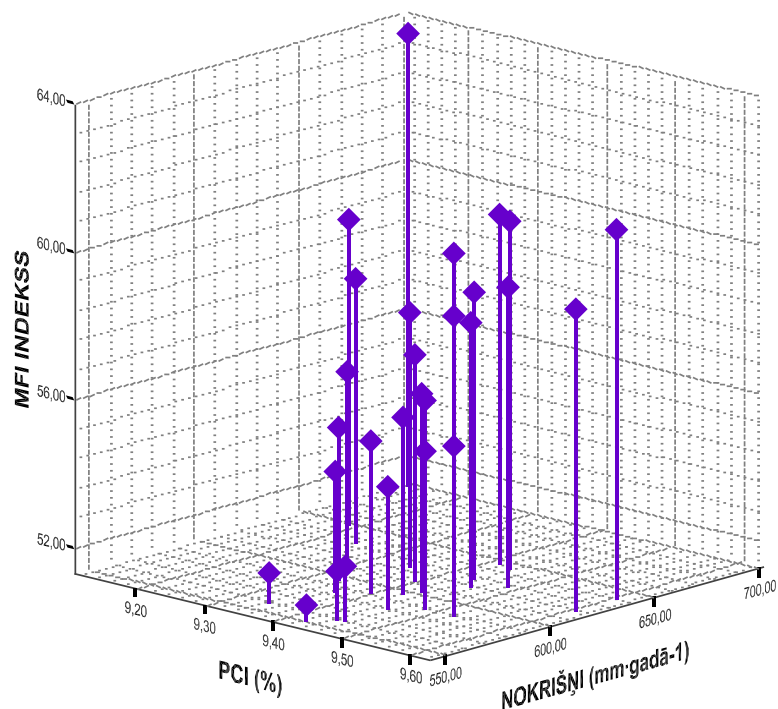
veidošanās (Vandaele *et al.*, 1996), dienvidaustrumu Latvijā šo formu attīstība norisinās gan vasarā pēc stiprām lietussgāzēm (4.1.23. attēls A), gan arī ilgstošu atkušņu laikā ziemā (4.1.23. attēls B) un sniega kušanas laikā pavasarī.



4.1.23. attēls. Efemēras gravas veidošanās vasarāju laukā pie Dvietes pēc ilgstoša lietus (49 mm dnn^{-1}) 2005.g. 10. maijā (A; foto D.Gruberts) un uzartā tīrumā pie Krapāniškiem (Ilūkstes novads) atkušņa laikā 2007.g. janvārī. (B; foto J.Soms).

Figure 4.1.23. Development of ephemeral gully in spring cropland near Dviete village after excessive rainfall (49 mm day^{-1}) in May 10, 2005 (A; photo D.Gruberts) and in tilled field near Krapāniški (Ilūkste district) during winter thaw event in January, 2007 (B; photo J. Soms)

Izmantojot autora izveidotajā elektroniskajā datu bāzē *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” ievadītās nokrišņu vidējās ikmēneša un vidējās gada daudzuma vērtības dienvidaustrumu Latvijai, pēc formulām (3.1) un (3.2.) tika aprēķinātas modificētā Furnjē indeksa *MFI* (Arnoldus, 1977) un nokrišņu koncentrācijas indeksa *PCI* (Oliver, 1980) vērtības (skat. 3.1. nodaļu). Turpmākajā pētījumu gaitā *MFI* un *PCI* vērtības integrējot *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” un izmantojot datu bāzē ievadītās nokrišņu vidējo gada daudzuma vērtības dienvidaustrumu Latvijai, ar *SPSS 12.0 for Windows* datorprogrammu tika veikta šo parametru daudzfaktoru grafiskā analīze (4.1.24. attēls). Iegūtie rezultāti parāda, ka nokrišņu erozivitāte palielinās līdz ar gada nokrišņu daudzuma un to sadalījuma nevienmērīguma pieaugumu, taču kopumā pētījumu teritorijā pie vidējām nokrišņu daudzuma vērtībām šī klimatiskā faktora erozivitāte vērtējama kā zema, turklāt *MFI* vērtību kopas vairākums ir robežās no 55 līdz 60 vienībām, tātad ievērojami mazāk, lai saskaņā *MFI* indeksa vērtību klasēm (CORINE-CEC, 1992) pētījumu teritorijā norisinātos gravu attīstība.



4.1.24. attēls. Nokrišņu erozivitāti raksturojošā modificētā Furnjē indeksa *MFI* vērtību atkarība no nokrišņu koncentrācijas indeksa *PCI* un nokrišņu vidējā gada daudzuma dienvidaustrumu Latvijā.

Figure 4.1.24. Relation of precipitation erosivity characterised by modified Fournier index *MFI* with precipitation concentration index *PCI* and mean annual precipitation in south-eastern Latvia.

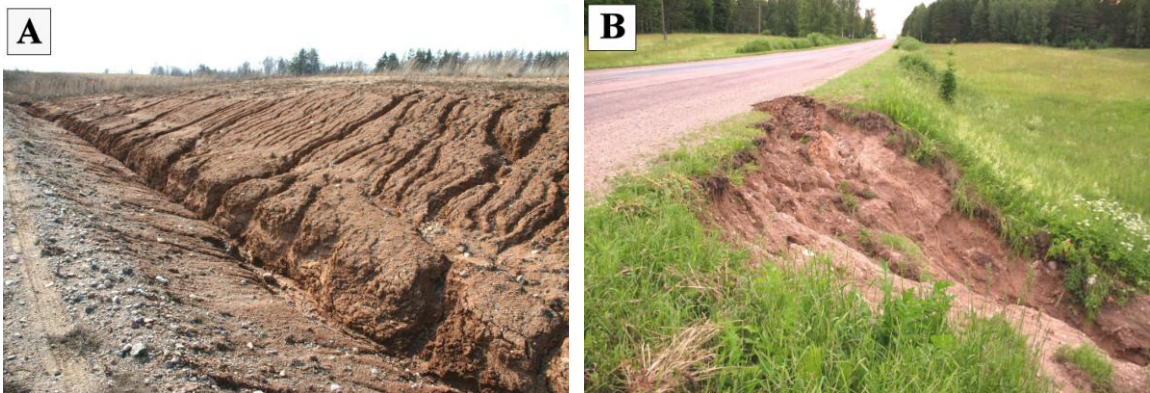
Minētie dati nesaskan ar lauka pētījumos konstatētajiem datiem par efemēro gravu kā reljefa formu veidošanos pētījumu teritorijā. Norādītajam ir iespējams vairāki skaidrojumi. Pirmkārt, intensīvu strūklveida eroziju un efemēro gravu veidošanos izraisa, līdzīgi kā Rietumeiropā (Vandaele *et al.*, 1996), ekstrēmi nokrišņi, kuri netiek iekļauti ilggadīgo klimatisko datu aprēķinos. Otrkārt efemēro gravu erozijas norisi atkušņu laikā izraisa atkusušā augsnes virsējā slāņa piesātināšanās ar ūdeni virs sasaluma slāņa un piesātinājuma determinētas noteces veidošanās. Šādu efemēro gravu attīstības skaidrojumu sniedz arī L. Øygarden (2003), aprakstot lineārās erozijas procesu attīstību aramzemes platībās ziemas periodā Norvēģijā. Zemes lietojuma veidu veiktā rekognoscija efemēro gravu izveidošanās vietās parādīja, ka ziemas un pavasara sezonās strūklveida eroziju aramzemes platībās veicina arī nokultivētajos vai uzartajos vasarāju vai tehnisko kultūru tīrums vēl neizveidojusies augu sakņu sistēma un kultūraugu sega, kuru zinātnieki traktē (Valentin *et al.*, 2005) kā vienu no būtiskākajiem eroziju ierobežojošajiem faktoriem.

Efemēro gravu veidošanos ietekmējošo ģeomorfoloģisko faktoru analīze tika veikta, K. Vandaele un līdzautoru (1996) izvestajā empīriskajā vienādībā $S_{cr} = aA^{-b}$ (4.3 formula skat. 4.1.5. apakšnodaļu) ievietojot pētījumos iegūtos datus par efemēro gravu sateces baseinu platībām A_g un nogāžu slīpuma un krituma vērtībām S šo lineārās erozijas formu izveidošanās vietās. Teorētiski efemērās gravas veidošanās var sākties pie nosacījuma, ja aprēķinātā nogāzes krituma vērtība S pārsniedz empīriski noteikto (Nachtergaele *et al.*, 2002) kritisko nogāzes krituma vērtību S_{cr} .

Pētījumos iegūtie rezultāti parāda, ka efemēro gravu veidošanās dienvidaustrumu Latvijā var norisināties arī uz salīdzinoši lēzenām nogāzēm ar kritumu 0,04 līdz 0,05 $m \cdot m^{-1}$, ja ir atbilstošs sateces baseins ($A > 1,2$ ha). Vienlaicīgi jāatzīmē, ka koeficienta a empīriskais izvedums no formulas $S_{cr} = aA^{-b}$, ievietojot lauka pētījumos noteiktās S_{cr} un A vērtības, parāda, ka tas ir ievērojami lielāks (0,133 līdz 0,226), nekā citās publikācijās (Govers, 1991; Vandaele *et al.*, 1996; Nachtergaele *et al.*, 2001) norādītais. Minētais var tikt skaidrots ar to, ka atšķirībā no Eiropas lesa joslas, Latvijas DA daļas augstieņu rajonos augsnes cilmieži galvenokārt ir augšpleistocēna (Juškevičs *et al.*, 2003; Mūrnieks *et al.*, 2004) glacigēni nogulumu - akmeņaina mālaina smilts un smilšains māls. Rupjo drupiežu frakcijas atlūzu klātbūtne augsnē kā ģeoloģiskais faktors paaugstina tās erozijas noturību, tādējādi Latvijā kritiskā nogāžu gradienta S_{cr} vērtības, pie kurām sākas efemēro gravu veidošanās, ir lielākas. Kā otrs ģeoloģiskais faktors, kas paaugstina augsnes un cilmiežu noturību pret eroziju, ir lielāks mālaino daļiņu saturs smilšainā mālā un mālainā smiltī salīdzinājumā ar lesu, tā rezultātā Latvijas dienvidaustrumu daļā formveidojošie nogulumu ir ar augstāku kohēziju un attiecīgi ar lielāku noturību pret strūklveida eroziju.

No vienādības (4.3) izriet, ka sateces baseina platību A , pie kuras var sākt veidoties efemērā grava, un erozijas aktivizācijai kritisko nogāžu krituma S_{cr} vērtību saista apgrieztā proporcionalitāte, respektīvi, jo lielāka ir sateces baseina platība A , jo mazāks nogāzes kritums S_{cr} ir nepieciešams strūklveida erozijas attīstībai. Tātad, pie līdzīgiem vai vienādiem citiem nosacījumiem (nokrišņu daudzums, noteces slāņa biezums, infiltrācijas ātrums u.c.) efemēro gravu veidošanās risks (respektīvi, tiek sasniegta kritiskā nogāžu krituma S_{cr} vērtība) pieaug līdz ar sateces baseina platības pieaugumu. No tā izriet, ka teorētiski augstāks efemēro gravu veidošanās risks ir Latvijas DA daļas augstieņu paugurmasīvu radiālajās nogāzēs un Daugavas senielejas joslotajās nogāzēs, ja tās tiek lauksaimnieciski apstrādātas vai tehnogēni pārveidotas, iznīcinot veģetācijas segu.

Latvijā pie efemēro gravu tipa ir pieskaitāmas arī tehnogēnās gravas, kuras veidojas saistībā ar ekstremālu nokrišņu vai ļoti intensīvas sniega kušanas ūdeņu koncentrēšanos gar lineāriem infrastruktūras elementiem – ceļa notekām, ceļmalas grāvjiem, uzbērumiem (4.1.25. attēls A un B), kā arī jaunierīkotajās slaloma trasēs (4.1.26. attēls).



4.1.25. attēls. Efemēras gravas veidošanās pie Lazdukalniem (Daugavpils novads), ceļmalas padziļinājumā koncentrējoties sniega kušanas ūdeņiem 2006.g. aprīlī (A) un pēc ļoti intensīvas lietusgāzes īslaicīgai ūdensplūsmai izskalojot ceļa uzbērumu pie Eglaines (Ilūkstes novads) 2007.g. jūnijā (B). Foto J.Soms

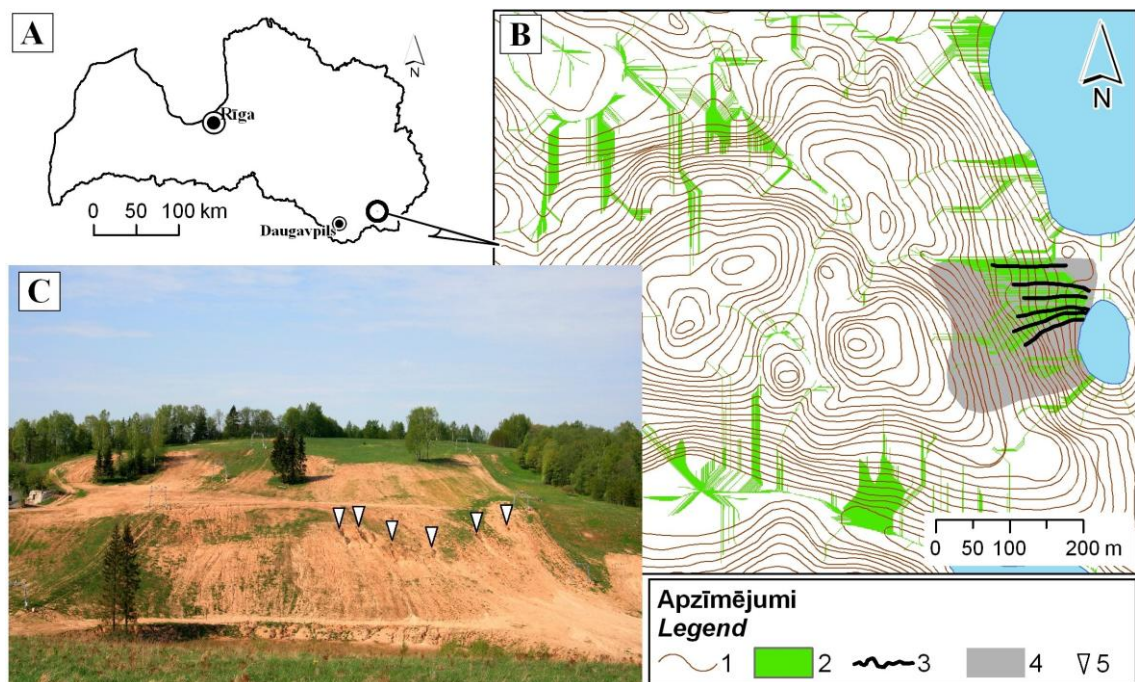
Figure 4.1.25. Development of ephemeral gully resulting from concentration of snowmelt water in roadside furrow near Lazdukalni (Daugavpils district) in April 2006 (A) and by washing out roadside embankment near Eglaine (Ilūkste district) after heavy rainfall in June, 2007 (B). Photo J. Soms

Šajā gadījumā efemērās gravas veidotā iegrauzuma aizpildīšana notiek nevis augsnes lauksaimnieciskās apstrādes rezultātā, bet gan veicot ceļu infrastruktūras labošanas darbus. Līdzīgi kā iepriekšējais, arī šis process rada saimnieciskos zaudējumus.

Pēdējā desmitgadē, atsevišķu dienvidaustrumu Latvijas lielpauguru nogāzēs ierīkojot slaloma trasēs (Egļuklans – Augšzemes augstienē, Sauleskalns – Latgales augstienē) un nepārdomāti veicot nogāžu planēšanu un velēnu segas iznīcināšanu, atkailinātajos glacigēnajos iežos ir sākušas veidoties efemērās gravas (4.1.26. attēls C). Atšķirībā no lauksaimnieciski izmantojamajām platībām, stāvajās ($\alpha > 12^\circ$) lielpauguru nogāzēs, kuru kritums pārsniedz $0,2 \text{ m m}^{-1}$, efemēro gravu izveidei pietiekamie sateces baseini ir relatīvi nelieli ($A_g < 0,1 \text{ ha}$).

Ar ĢIS datorprogrammu *ArcHydro* veiktās iespējamo noteces koncentrēšanās plūsmu modelēšanas (skat. 3.8. nodaļu) gaitā iegūtie rezultāti skaidri parāda (4.1.26. attēls B), ka Sauleskalna nogāzē izveidojušos efemēro gravu izvietojums visumā sakrīt ar paredzētajiem erozijas aktivizācijas iecirkņiem. Tātad, ja pirms planēšanas darbu veikšanas

šeit būtu veikta erozijas riska novērtēšana un erozijas riskam pakļautajos nogāzes daļās būtu saglabāta velēnu sega, būtu bijis iespējams aizkavēt efemēro gravu veidošanos un tādējādi novērst Sauleskalna pakājē esošā Sauleskalna ezeriņa piesārņošanu ar erodēto materiālu.



4.1.26. attēls. Slaloma trases ierīkošanas izraisīta efemēro gravu veidošanās Sauleskalna austrumu nogāzē: Sauleskalna paugurmasīva (Krāslavas novads) ģeogrāfiskā lokalizācija Latvijā (A); Sauleskalna topogrāfiskā shēma ar konstatētajām efemērajām gravām un datormodelētajām iespējamajām noteces koncentrēšanās plūsmu vietām (B); pārveidotā Sauleskalna austrumu nogāze, uz kuras iznīcināta velēnu sega (foto J. Soms 2008) un efemēro gravu augšteces novietojums uz nogāzes (C).

1 = horizontāles (šķēluma augstums 2 m); **2** = modelētās ūdensplūsmu koncentrācijas vietas; **3** = efemērās gravas; **4** = pārveidotā nogāzes daļa ar iznīcinātu velēnas sega (4. attēla C); **5** = efemēro gravu augšteces novietojums uz nogāzes.

Figure 4.1.26. Development of ephemeral gullies on the slope of Sauleskalns hill resulting from construction of slalom trace: geographical location of the Sauleskalns hummocky massive in Latvia (A); topographic sketch of Sauleskalns hill with recognized ephemeral gullies and with computer-modelled possible waterways of runoff concentration (B); transformed eastern slope of Sauleskalns hill with destroyed turf cover (photo J. Soms 2008) and location of ephemeral gully headcuts on the slope (C)

1 = contour lines (interval 2 m); **2** = predicted waterways of runoff concentration; **3** = ephemeral gullies; **4** = transformed part of the slope with destroyed turf cover (Fig. 4 C); **5** = location of ephemeral gully headcuts on the slope.

Efemēro gravu veidošanās, tāpat kā citi strūklveida erozijas veidi, ir dabisks process, taču šo formu intensīva attīstība saistīta ar tādiem cilvēka darbības veidiem kā nogāžu tehnogēna pārveidošana, veģetācijas segas iznīcināšana un zemes lauksaimnieciskā

apstrāde. Ņemot vērā, ka efemēro gravu gultnes mākslīgā ceļā tiek aizpildītas ar materiālu un tas periodiski tiek izskalots un pārņests uz hipsometriski zemāku līmeni katru reizi, kad erozija atjaunojas tajā paša vietā, efemērās gravas ir uzskatāmas par būtisku antropogēni inducēta denudācijas procesa sastāvdaļu dienvidaustrumu Latvijā.

Neskatoties uz ievērojamām atšķirībām dabas apstākļu ziņā, pētījumos konstatēto efemēro gravu morfometriskie raksturlielumi un morfoloģija ir līdzīga Eiropas lesa joslā aprakstītajām formām. Galvenā konstatētā atšķirība efemēro gravu veidošanos ietekmējošo ģeomorfoloģisko faktoru ziņā pētījumu teritorijā ir apzinātās augstākas S_{cr} vērtības, pie kurām šeit sākas strūklveida erozija. Tas, savukārt, ir skaidrojams ar lesa nogulumu Rietumeiropā un dienvidaustrumu Latvijas augšņu un to cilmiežu mehāniskā tipa un granulometriskā sastāva atšķirībām. Kā nozīmīgi efemēro gravu veidošanos ietekmējošie klimatiskie faktori apzināti intensīvs vai ļoti ilgstošs lietus un intensīva sniega kušana.

Klimata mainības kontekstā efemēro gravu veidošanās pētījumu teritorijā norisinās arī ziemas periodā, tas ir laikposmā, kad Latvijā šim gadalaikam raksturīgās negatīvās gaisa temperatūras ietekmē augsnes un cilmiežu virsējai kārtai būtu jābūt sasalušai un virszemes notecei nevajadzētu veidoties, jo nokrišņi izkrīt un tiek akumulēti sniega veidā. Pieaugot bezsala perioda ilgumam, var veidoties labvēlīgi apstākļi erozijas procesu norisei ziemā un agrā pavasarī, turklāt strūklveida eroziju veicina arī tas, ka apstrādātajos tīrumos vēl nav izveidojusies veģetācijas sega, kura paaugstina augsnes noturību pret eroziju. Pētījumu teritorijā atsevišķu efemēro gravu veidošanās ir tieši saistīta ar mākslīgu lineāru drenāžas elementu ierīkošanu vai nogāžu nepārdomātu tehnogēno pārveidi.

Noslēgumā nepieciešams atzīmēt, ka patlaban lauka pētījumu gaitā iegūtais izejas datu apjoms nav pietiekami liels, lai par iegūtajiem rezultātiem varētu spriest kā par statistiski ticamiem. Minētais norāda, ka Latvijā ir nepieciešams plānveidīgi turpināt iesāktos pētījumus par efemēro gravu veidošanos, tajā skaitā arī zemes lietojuma veidu izmaiņu, augsnes resursu aizsardzības un klimata mainības kontekstā.

4.2. Gravu ģeotelpiskā izvietojuma īpatnības

Gravas un nelielās pastāvīgās ūdenstece ir hidrogrāfiskā tīkla sazarotākā un skaitliski plašākā daļa (Horton, 1945), kura ne tikai parāda sateces baseina mūsdienu

struktūru, bet arī ļauj izvērtēt erozijas tīkla iespējamo paleoģeogrāfisko attīstību pagātnē un prognozēt tā attīstību nākotnē (Jarvis, 1977; Knighton, 1998). Vienlaicīgi hidrogrāfiskā tīkla ģeotelpiskais izvietojums atspoguļo baseina ģeoloģiskās uzbūves un reljefa morfoloģijas ietekmi uz ūdens erozijas procesu norisi un fluviālo reljefa formu attīstību (Zernitz, 1932; Easterbrook, 1999). Likumsakarīgi, ka erozijas tīkla augšējo posmu, t.i. gravu ūdensguves teritoriju virsmas litoloģija, formveidojošo nogulumu kompleksa vertikālā saguluma un ģeogrāfiskās izplatības īpatnības, kā arī reljefa vidējformu determinētie ģeomorfoloģiskie faktori nosaka gravu erozijas veidotā tīkla apveidu (angl. *erosion network pattern*) un izvietojuma raksturu (Soms, 2006a). Tāpēc promocijas darbā kā viens no uzdevumiem tika veikta gravu izvietojuma ģeotelpiskā analīze ar mērķi noskaidrot erozijas tīkla apveida un tā ģeogrāfiskā izvietojuma kvantitatīvo raksturlielumu, t.i. gravu erozijas tīkla blīvuma (angl. *gully network density*) un biežības (angl. *gully network frequency*) lokālās atšķirības saistībā ar konkrētu teritoriju ģeoloģisko uzbūvi un reljefa morfoloģiju. Jāatzīmē, ka nedz Latvijas dienvidaustrumu daļā, nedz valstī kopumā, līdz šim šāda rakstura pētījumi nav veikti un nav noskaidrotas gravu erozijas tīkla izvietojuma un telpiskās organizācijas likumsakarības.

Hidrogrāfiskā tīkla augšējos posmus veidojošo elementu izdalīšana lielās teritorijās un to savstarpējā izvietojuma analīze tiešās apsekošanas ceļā dabā ir ļoti laikietilpīgs, resursietilpīgs un tehniski grūti realizējams uzdevums (Knighton, 1988). Tāpēc promocijas darbā gravu identifikācijai tika izmantota fluviālā reljefa zinātniskajos pētījumos pasaulē plaši pielietota metodika (Strahler, 1957 un Morisawa, 1957 modificēts pēc Bauer, 1980), kura balstās uz liela mēroga 1 : 25 000 līdz 1 : 10 000 topogrāfiskajās kartēs esošo horizontāļu zīmējuma interpretāciju jeb tā saucamo „*contour-crenulation method*” (skat. 3.2. nodaļu). Ar šo metodi identificētās gravas pētījuma turpmākajā darba gaitā tika izmantotas lineārās erozijas tīkla apveida jeb ģeotelpiskā izkārtojuma noteikšanai. Ņemot vērā, ka reljefa formu konvencionālā identifikācija analogā formāta topogrāfiskajās kartēs un aerofotogrāfijās (Easterbrook and Kovanen, 1999) mūsdienās tiek aizstāta ar digitālo rastra formāta attēlu un digitālo reljefa modeļu analīzi ģeogrāfisko informācijas sistēmu vidē (Downs and Priestnall, 2003), arī promocijas darbā tika izmantota šī metodoloģiskā pieeja (skat. 3.8. nodaļu) un gravu ievalku līnijas tika vektorizētas ar *ESRI ArcView 9.3* datorprogrammas rīkiem. ĢIS izmantošana ļāva daudz efektīvāk un precīzāk, salīdzinājumā ar manuālajām vai instrumentālajām kartometriskajām metodēm (Gurnell *et al.*, 2003), noteikt gravu garumu un sateces baseinu platības uz to pamata noskaidrot, vai

pastāvīgajām ūdenstecēm aprakstītā likumsakarība (Hack, 1957) par garuma – sateces baseina platības skaitlisko vērtību savstarpējo korelāciju, ir attiecināma arī uz gravām. Vienlaicīgi ĢIS datorprogrammas iespējas nodrošināja gravu erozijas tīkla blīvuma un biežības skaitlisko vērtību aprēķinus un iegūto rezultātu vizualizāciju, kā arī dažādu apvidu erozijas tīkla apveidu ģeotelpisko analīzi un to salīdzināšanu ar fluviālajā ģeomorfoloģijā izdalītajiem tipveida tīkliem (Morisawa, 1985), piemēram, dendrītisko, paralēlo, radiālo u.c.

Vadoties no gravu tīkla ģeotelpiskā izvietojuma īpatnībām, kuras noteiktas promocijas darba pētījumos veiktās topogrāfisko karšu analīzes gaitā, pētījumu teritorijā dienvidaustrumu Latvijā var izdalīt sekojošas atšķirīgas gravu erozijas tīkla etalonteritorijas (Soms, 2006a):

- platoveida pauguru izplatības apgabals Latgales augstienes ziemeļu daļā,
- upju ielejas un ielejveida pazeminājumi dienvidaustrumu Latvijā,
- subglaciālās iegultnes Latgales augstienē un Augšzemes augstienē.

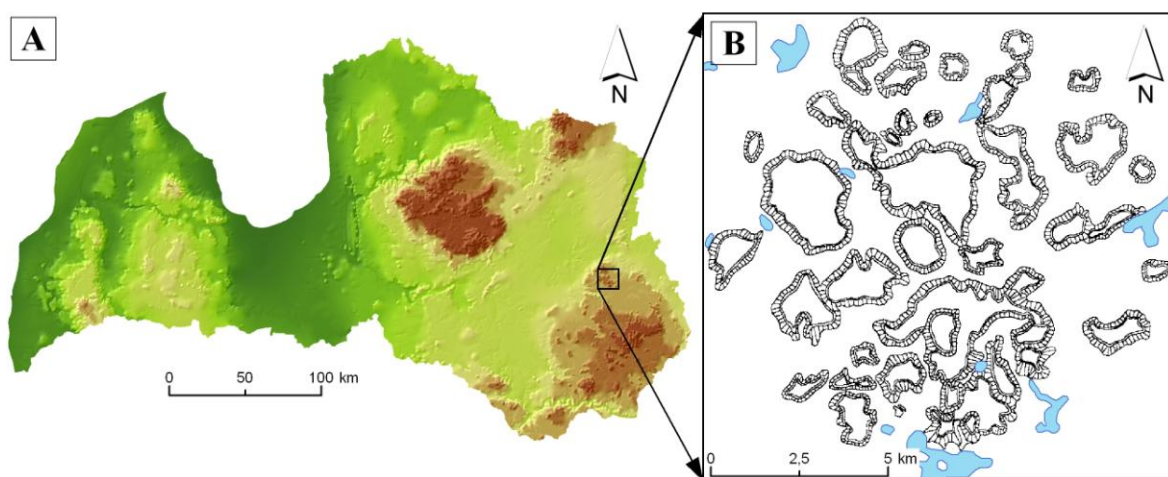
Nosauktajās etalonteritorijās gravas kā reljefa formas ir plaši sastopamas un vietām veido ļoti blīvu erozijas tīklu, savukārt lielpauguru un paugurmasīvu izplatības apgabalos Latgales un Augšzemes augstieņu centrālajos rajonos, kā arī uz šo augstieņu ledus kontakta nogāzēm gravas izplatītas sporādiski.

4.2.1. Gravas platoveida pauguru izplatības apgabalā Latgales augstienes ziemeļu daļā

Platoveida pauguri kā saliktas ģenēzes formas, kuru uzbūvei raksturīgas glaciotehtonisko procesu veidotas pamatnes un glaciolimniskas akumulācijas gaitā izlīdzinātas virsotnes daļas, plaši izplatīti tajā Baltijas kontinentālā apledošanas periferiālās segas klātajā teritorijā, kas atbilst dominējošās ledāja akumulācijas zonai (Āboltniņš, 1989) un ledus plūsmu konverģences joslām (Zelčs and Markots, 2004). Šo reljefa formu sevišķi daudz ir Latgales augstienes Z daļā (Meirons, 1975), kur tie grupējas lielās platībās un veido specifisku plakanas virsmas vidējpauguru un lielpauguru reljefu (Markots, 1994).

Promocijas darbā kā pētījumu etalonteritorija tika izraudzīts apgabals Burzavas paugurainē (4.2.1. attēls), uz ziemeļiem no Rēzeknes, kur raksturīgi platoveida pauguri ar virsmas platību 0,8 - 2,2 km², taču sastopami arī pauguri ievērojami mazāku virsmas platību (0,12 km²), kā arī atsevišķi ļoti plaši platoveida pauguri ar virsmas platību līdz 6

km². Plāna skatījumā to forma galvenokārt ir neregulāra vai garumā izstiepta, retāk ieapaļa vai izometriska.



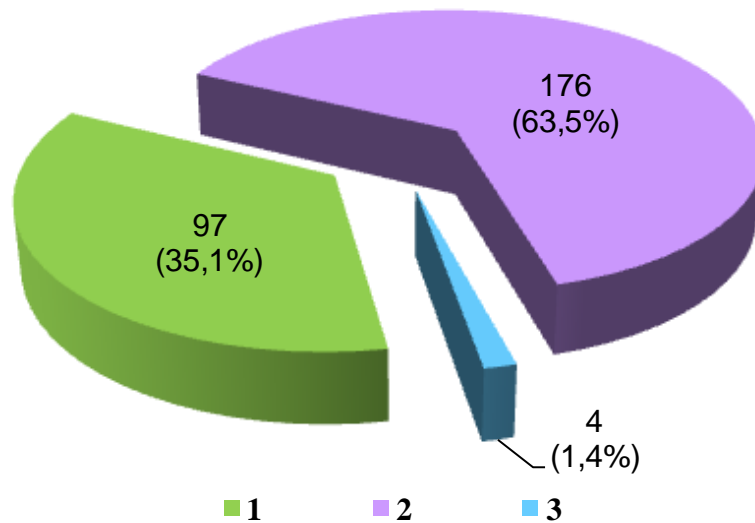
4.2.1. attēls. Platoveida pauguru etalonteritorijas novietojums Latgales augstienes Burzavas paugurainē (A) un platoveida pauguru izvietojuma etalonteritorijā ģeomorfoloģiskā shēma (B). Latvijas zemes virsmas modeļa izveidei izmantots SIA „Envirotech” ģeodatabāzes „GIS Latvija 9.2” izolīniju (griezuma augstums 25 m) tematiskais slānis.

Figure 4.2.1. Location of the etalon territory of plateau-like hills within the Burzava hummocky area, Latgale upland (A), and geomorphological sketch of distribution of plateau-like hills in the etalon territory. DTM generated from thematic layer of contour lines (interval 25 m), included in geodatabase “GIS Latvija 9.2” prepared by „Envirotech” Ltd.

Kartogrāfiskās analīzes rezultāti parāda, ka etalonteritorijas platoveida pauguru virsmas atrodas trīs dažādos hipsometriskajos līmeņos, respektīvi, 158 līdz 165 m vjl., 178 līdz 184 m vjl. un 194 līdz 210 m vjl., pie kam vairākiem plašiem platoveida pauguriem ir raksturīga terasēta virsma ar labi izteiktām kāplēm. Konstatētais zinātniskajā literatūrā tiek skaidrots ar šādu pauguru veidošanos dažādos Vislas (Latvijas) apledošanas degradācijas etapos (Meirons, 1975; Zelčs and Markots, 2004).

No etalonteritorijā esošajiem 46 platoveida pauguriem kartogrāfiskās analīzes gaitā uz 44 šī veida vidējformu nogāzēm tika identificētas gravas, tikai uz divu platoveida pauguru nogāzēm lineārās erozijas formas netika izdalītas. Kopumā Burzavas pauguraines platoveida pauguru izplatības apvidū tika konstatētas 277 gravas, kuras, atbilstoši to morfoloģijai un novietojumam attiecībā pret platoveida pauguru nogāzēm, var ierindot tipisko gravu, nogāžu gravu vai gravveida ieleju morfoģenētiskajos tipos (skat. 4.1. nodaļu).

Platoveida pauguru etalonteritorijas ietvaros skaitliskā ziņā dominējošās ir nogāžu gravas, tipiskās gravas veido nedaudz vairāk par 1/3 no gravu skaita, savukārt gravveida ieleju morfoģenētiskā tipa lineārās erozijas formas ir tikai četras (4.2.2. attēls).



4.2.2. attēls. Atšķirīgu morfoģenētisko tipu gravu skaits un īpatsvars Latgales augstienes Burzavas pauguraines platoveida pauguru etalonteritorijā.

1 = tipiskās gravas; 2 = nogāžu gravas; 3 = gravveida ielejas

Figure 4.2.2. Number and proportion of gullies of different morphogenetic types within the plateau-like hills etalon territory of Burzava hummocky area, Latgale upland.

1 = typical gullies; 2 = slope gullies; 3 = valley-like gullies

Burzavas pauguraines platoveida pauguru etalonteritorijā esošo gravu izvietojuma pētījumi norāda (Soms, 2006a), ka platoveida pauguru nogāžu saposmojumu pamatā nosaka īsas, līdz 200 m garas nesazarotas 1. pakāpes, retāk vāji zarotas 2. pakāpes nogāžu gravas. Garākas nogāžu gravas, kā arī gravas, kuras pēc hidroģiskās saistības kritērija un novietojuma attiecībā pret platoveida pauguru nogāzēm ir tipiskās gravas, sastopamas daudz retāk. Atšķirībā no upju ielejām un subglaciālajām iegultnēm (skat. 4.2.2. un 4.2.3. apakšnodaļas), platoveida pauguru nogāzēs, spriežot pēc morfoloģiskajām pazīmēm, nav veidojušās avotcirku gravas.

Platoveida pauguru ģeoloģiskā uzbūve, kurai virsmas daļā raksturīga augšpleistocēna (Juškevičs *et al*, 2003) glaciolimnisko glQ_3 bezakmens mālu, aleirītu un glaciofluviāla gfQ_3 smilšaina materiāla segkārtā, kura pārsedz gQ_3 smilšaina māla vai mālains smilts morēnas nogulumus platoveida pauguru kodolā (Meirons, 1975; Zelčs and Markots, 2004), nosaka pazemes ūdeņu uzkrāšanās hidroģeoloģiskos apstākļus. Respektīvi, salīdzinoši nelieli pazemes ūdeņu barošānās apgabali, kas morfoloģiski sakrīt ar platoveida pauguru izlīdzināto virsmas daļu un ūdensmazcaurlaidīgu iežu slāņkopu ekranējošais efekts

apgrūtinā gruntsūdeņu uzkrāšanos, tāpēc gravās, ar retiem izņēmumiem, neizplūst avoti un neveidojas pastāvīgas ūdenstece. Šis īpatnības nosaka to, promocijas darba ietvaros veiktajos pētījumos gravveida ielejas ar pastāvīgām ūdenstecēm gultnē ir konstatētas tikai uz diviem platoveida pauguriem, kuru platības saskaņā ar autora veiktās ĢIS analīzes datiem attiecīgi ir 4,2 km² un 4,4 km².

Promocijas darbā veiktā gravu tīkla biežības un izvietojuma analīze parāda, ka lineārās erozijas formu skaitu limitē platoveida pauguru izlīdzinātās virsmas platība un tās determinētie lokālie noteces veidošanās apstākļi. Proti, ievērojams gravu skaits (> 10 gravām), un gravu erozijas procesa stipri saposmotas nogāzes konstatētas platoveida pauguriem, kuru virsmas laukums pārsniedz 0,8 līdz 1 km². Uz mazākas platības formu nogāzēm izveidojušās viena līdz četras, retāk piecas līdz sešas gravas.

Jāatzīmē, ka pie platoveida pauguru virsotnes daļas izmēriem, kuri mazāki par 0,4 līdz 0,5 km², lēzeni viļņotās vai izlīdzinātās virsmas sadalījums starp lokālajiem ūdensguves baseiniem veido sateces platības, kas nav pietiekamas, lai veidoties virsmas notecei uz pauguru nogāzēm, ūdensplūsmu ātrumi un caurplūdumi sasniegtu literatūrā norādītās (Montgomery and Dietrich, 1994) erozijas sliekšņvērtības un sāktos gravu veidošanās.

Lai promocijas darbā teorētiski noteiktu lokālo sateces baseinu platības, kuru drenāža virsmas noteces apstākļos var veidot gravas, tika pielietota caurplūduma teorētisko vērtību noteikšanas vienādība (Schwab *et al*, 1993):

$$Q = 0,00278 \cdot C \cdot I \cdot A \quad (4.6)$$

kur Q – caurplūdums (m³ s⁻¹);


C – noteces koeficients, kas lauksaimnieciski apstrādājamām zemes platībām uz bezakmens mālu cilmiežu augsnēm ir vienāds ar 0,71 (Schwab *et al.*, 1993);

I – virsmas noteci veidojošas lietusgāzes intensitāte (mm h⁻¹);

A – sateces baseina platība (ha).

Ņemot vērā, ka sateces baseins A šajā gadījumā ir gravas baseins A_{gr} un izsakot no vienādības (4.6) sateces baseinu, iegūstam, ka

$$A_{gr} = \frac{359,71 \cdot Q}{C \cdot I} \quad (4.7)$$

Par cik par gravu tiek uzskatīta lineārās erozijas forma, kuras dziļums ir vismaz 0,5 m (Imeson and Kwaad, 1980; autora formulējums - skat. 1.1. nodaļu), un gravai sākotnējās attīstības stadijā ir raksturīgs  - veida šķērsprofils un subvertikālas nogāzes (skat. 1.2. nodaļu), tad aprēķinot tās platumu GW pie kastesveida šķērsprofila, gravām noteiktā

minimālā šķērsriezuma laukuma (Hauge, 1977) un dziļuma $\geq 0,5$ m, iegūstam GW vērtību 0,5 m. Savukārt noteikta platuma gravu un to veidojošās ūdensplūsmas caurplūdumu saista savstarpējā sakarība (Nachtergaele *et al.*, 2002):

$$GW = 2,51 \cdot Q^{0,412} \quad (4.8)$$

kur GW - gravas gultnes platums (m);
 Q – caurplūdums ($m^3 s^{-1}$), pie kura veidojas gravas gultne ar platumu GW .

Tātad, izsakot no vienādības (4.8) caurplūdumu Q

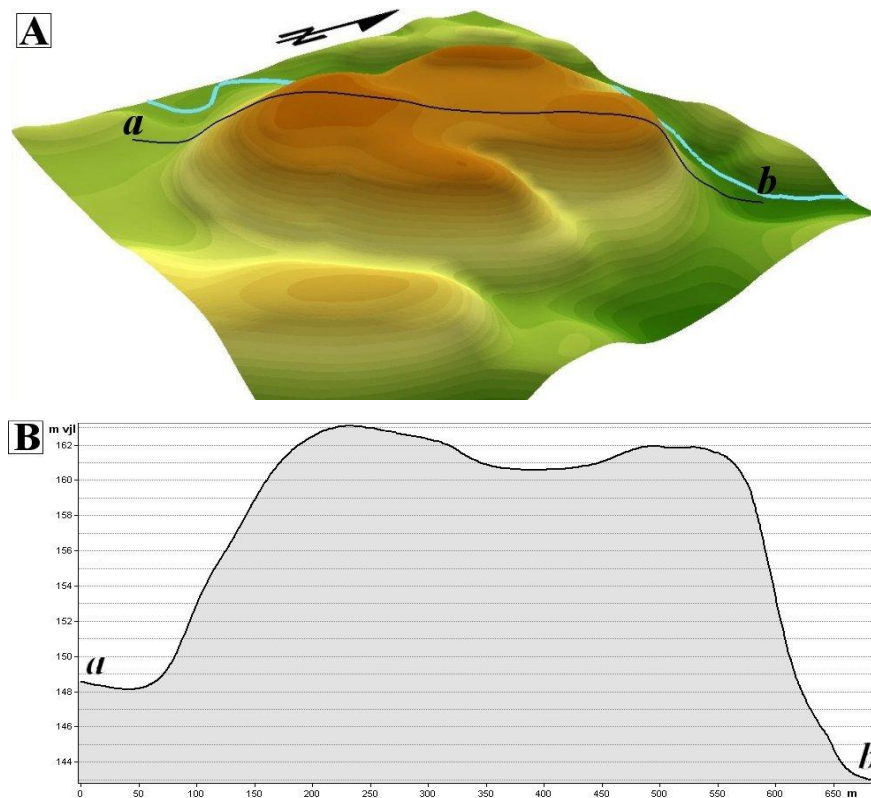
$$Q = 0,1072 \cdot GW^{2,427} \quad (4.8)$$

un ievietojot izteiksmi (4.9) formulā (4.8), iegūstam, ka

$$A_{gr} = \frac{38,56 \cdot GW^{2,427}}{C \cdot I} \quad (4.10)$$

Ievietojot vienādībā (4.10) GW un C vērtības, attiecīgi 0,5 m un 0,71, kā arī nokrišņu daudzuma daudzgadīgo vidējo vērtību noteikto vidējo lietus intensitāti 0,1 līdz 0,2 $mm h^{-1}$ (Spravochnik po klimatu SSSR, 1968), iegūstam, ka A_{gr} vērtības, pie kurām var sākt veidoties gravas, pārsniedz 100 ha, savukārt pie 63% nodrošinājuma ekstremālām lietusgāzēm ar summāro nokrišņu daudzumu $> 25 mm dnm^{-1}$ un intensitāti 1 līdz 2 $mm h^{-1}$, lineārās erozijas iniciācijai nepieciešamās sateces virsmas laukums samazinās līdz 10,1 – 5,2 ha. Pētījumu teritorijā pie literatūrā norādītām 2% nodrošinājuma ekstremālu lietusgāžu nokrišņu daudzuma (Spravochnik po klimatu SSSR, 1968), teorētiski aprēķinātās A_{gr} vērtības ir 3,3 līdz 2,8 ha.

Salīdzinot teorētisko aprēķinu datus ar ģeotelpiskās analīzes gaitā ar ĢIS rīkiem iegūtajām gravu sateces baseinu vērtībām, var secināt, ka Burzavas pauguraines platoveida pauguru etalonteritorijā esošo gravu baseinos klimatiskajai normai atbilstošu nokrišņu izkrišanas gadījumā neveidojas notece, kura varētu izraisīt lineāro eroziju. Savukārt ekstrēmu meteoroloģisko procesu ietekmē, it sevišķi zema nodrošinājuma un augstas intensitātes lietusgāžu izkrišanas laikā, pateicoties etalonteritorijā esošo platoveida pauguru virsmu veidojošo glaciolimnisko nogulumu (Aleksāns *et al.*, 1991) zemajām infiltrācijas vērtībām 1 līdz 5 $mm h^{-1}$ (Brouwer *et al.*, 1988; Schwab *et al.*, 1993), pat relatīvi nelieli 0,8 – 1 ha sateces baseini nodrošina ūdensplūsmu veidošanos, kuru kinētiskā enerģija ir pietiekama, lai attīstītos gravas.

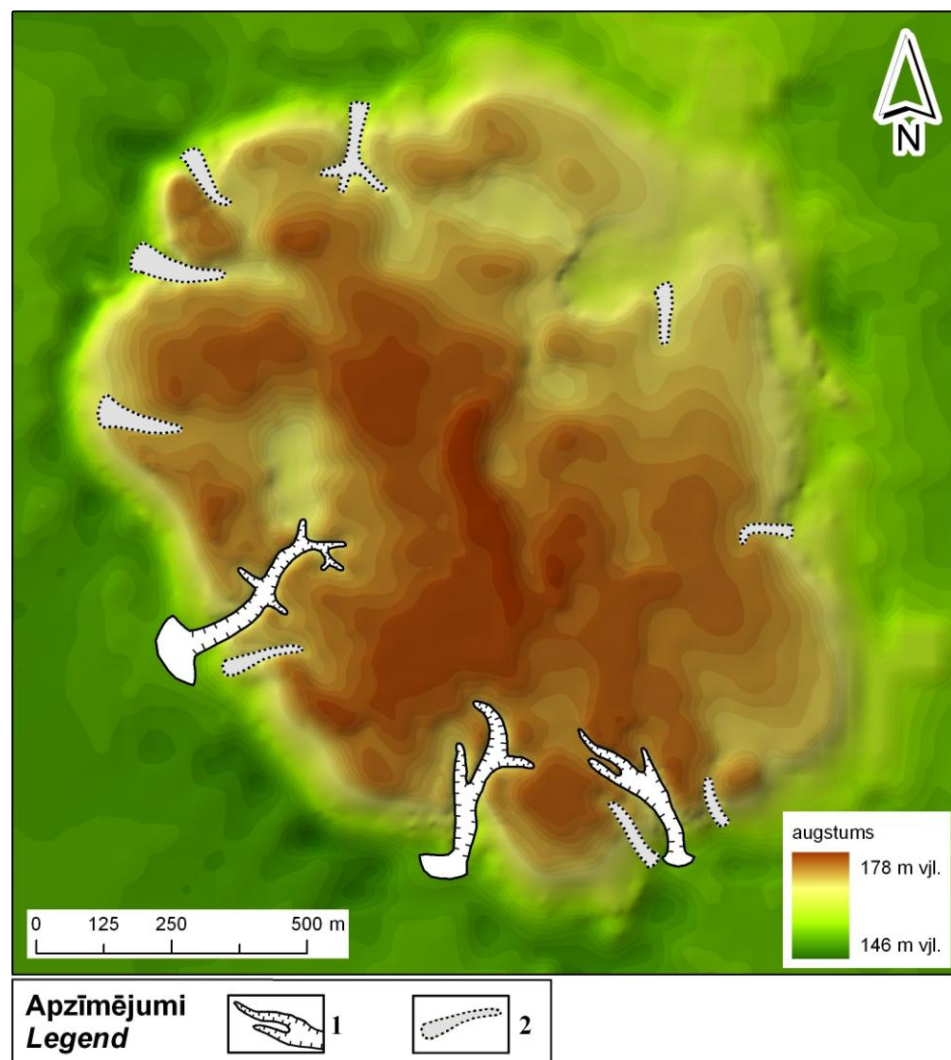


4.2.3. attēls. Platoveida paugurs ar gravu saposmotām nogāzēm pie Ilzeskalna ciema (56°38'N; 27°23'E), 13 km uz Z-ZA no Rēzeknes, Latgales augstienes Burzavas pauguraines platoveida pauguru etalonteritorijā: 3D reljefa modelis ieslīpā skatā no DA ar profila līnijas izvietojumu (A) un platoveida pauguru profilu (B).

Figure 4.2.3. Plateau-like hill with gully dissected slopes in vicinity of Village Ilzeskalns (56°38'N; 27°23'E), 13 km north, north-east of the town of Rēzekne, within the plateau-like hills etalon territory of Burzava hummocky area, Latgale upland: 3D digital elevation model, oblique view from SE depicting the location of profile line (A) and profile of plateau-like hill (B).

No ģeomorfoloģiskajiem gravu veidošanas ietekmējošajiem faktoriem jāmin etalonteritorijas platoveida pauguru relatīvā augstuma determinētās vietējās erozijas bāzes, kas vidēji ir robežās no 15 līdz 35 m. Svarīgs ir arī nogāžu lielais slīpums (krituma leņķis 20° - 35°) un nogāžu profils ar izteiktu lūzuma punktu virsotnes daļas lēzenās virsmas un platoveida pauguru nogāzes kontakta zonā (4.2.3. attēls). Straujš krituma pieaugums, ūdensplūsmām šķērsojot kroti, nodrošina to ātruma, kinētiskās enerģijas un, attiecīgi, erozivitātes pieaugumu, savukārt ģeoloģiskās uzbūves īpatnības, t.i. ūdensmazcaurlaidīgu iežu klātbūtne – apgrūtina infiltrāciju un veicina ūdensplūsmu virzīšanos un koncentrēšanos nogāžu mikroreljefa padziļinājumos, un tādējādi – lineārās erozijas procesa norisi.

Gravu tīkla veidošanos un telpisko izvietojumu Burzavas pauguraines platoveida pauguru etalonteritorijā maz noteikusi nogāžu ekspozīcija, jo gravas ir izveidojušās uz praktiski visu debess pušu vērsuma nogāzēm. Promocijas darbā autora veiktie pētījumi parāda, ka platoveida pauguru ieapaļā vai izometriskā forma plāna skatījumā, kā arī radiālo nogāžu dominance etalonteritorijā, noteikusi erozijas tīkla apveida jeb ģeotelpiskā izkārtojuma īpatnību, kura nav raksturīga citām pētījumu etalonteritorijām. Proti, vizualizējot gravu tīkla izkārtojumu ar ĢIS rīkiem un turpmākas analīzes gaitā salīdzinot to ar hidrogrāfiskā tīkla tipveida zīmējumiem (Morisawa, 1985), tika konstatēts, ka erozijas tīkla apveids atbilst radiālajam (angl. *radial*) tipam (4.2.4. attēls).



4.2.4. attēls. Platoveida paugurs 8 km uz Z no Rēzeknes (55°36'50"N; 27°22'55"E), Burzavas pauguraine Latgales augstienē, tā digitālais reljefa modelis, kas parāda gravu erozijas tīkla telpisko izvietojumu un tā radiālo apveidu. **1** = tipiskās gravas; **2** = nogāžu gravas

Figure 4.2.4 Digital elevation model of plateau-like hill 8 km north of the town of Rēzekne (55°36'50"N; 27°22'55"E), Burzava hummocky area, Latgale upland, which depicts spatial distribution of gullies and radial pattern of erosion network. **1** = typical gullies; **2** = slope gullies

Promocijas darba pētījumu ietvaros, apsekojot atsevišķus etalonteritorijas platoveida paugurus *in situ*, tika konstatēts, ka gravas galvenokārt klāj lapukoku vai krūmu veģetācija un tās ir erozijas stabilizācijas stadijā vai atmiršanas stadijā (skat. 1.2. nodaļu). Tomēr gravu gultnēs un nogāzēs arī mūsdienās intensīvi norisinās eksogēnie procesi – sufozija, noslīdeņu un noplūdeņu veidošanās, kas saistīta ar dziļumeroziju un laterālo eroziju. Cilvēka saimnieciskā darbība, galvenokārt tādi faktori kā atklātas drenāžas sistēmas ierīkošana un meliorācijas ūdeņu novadīšana no platoveida pauguru izlīdzinātās virsotnes daļas sengravu gultnēs, kā arī ūdensguves baseinu atmežošana un lauksaimnieciskā apstrāde, sekmējuši noteces pastiprināšanos un erozijas procesu atjaunošanos sengravās, par ko liecina lauka pētījumos autora konstatētie V-veida iegrauzumi platoveida pauguru nogāzēs esošo gravu ievalkos (skat. 4.4. nodaļu).

4.2.2. Gravas upju ieleju un ielejveida pazeminājumu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijā

Kartogrāfiskā materiāla analīze un SIA „Envirotech” ĢIS ģeotadubāzē „GIS Latvija 9.2” (2009) ietverto hidrogrāfisko tīklu aprakstošo tematisko slāņu ģeotelpiskā analīze parāda, ka pētījumu teritorijas virsma ietilpst četros upju lielbaseinos. Platības ziņā lielākā daļa ietilpst Daugavas lielbaseinā, teritorijas ZA daļa – Veļikajas baseinā, savukārt nelieli apgabali Augšzemes augstienes R daļā ietilpst Nemunas un Lielupes lielbaseinos.

Kopumā, saskaņā ar ģeotelpiskā analīzes rezultātiem, pētījumu teritorijā virsmas noteci un pazemes ūdeņu drenāžu uz zemāk novietotiem hidrogrāfiskā tīkla posmiem nodrošina 358 pastāvīgas ūdenstece, taču 254 no tām ir īsākas par 10 km, tikai 25 upes ir garākas par 20 km un tikai četras upes, t.i. Malta, Rēzekne, Dubna un Daugava ir garākas par 50 km. Pastāvīgo ūdensteču noteiktais hidrogrāfiskā tīkla vidējais blīvums pētītajā teritorijā ir 430 m km⁻².

Literatūrā atzīmēts (Poesen *et al.*, 2003; Kovalyev *et al.*, 2006), ka tieši ūdensteču veidotais ieleju tīkls, kurš lielā mērā nosaka vai pastiprina reljefa lielformu un vidējformu saposmojumu, rada gravu attīstībai labvēlīgus priekšnoteikumus, respektīvi, palielina vietējo erozijas bāzu dziļumus un veido joslotas, slīpas nogāzes ielejās. Tāpēc likumsakarīgi, ka pie salīdzinoši augsta upju tīkla blīvuma pētītajā teritorijā gravu erozijas process un tā veidotās erozijas formas ģeogrāfiski ir saistītas tieši ar augstākas pakāpes fluviālas cilmes reljefa veidojumiem – upju ielejām. Lielākā daļa no nelielajām

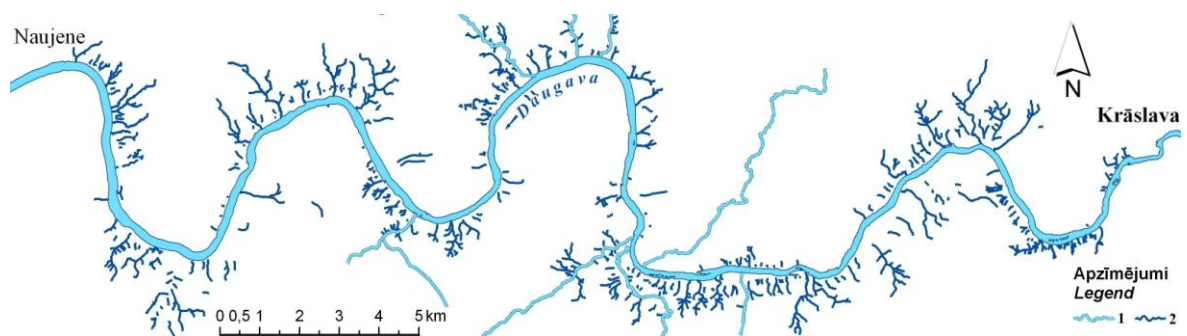
pastāvīgajām ūdenstecēm pētījumu teritorijā plūst pa neterasētām ielejām, kuras veidojušās holocēnā (Eberhards, 1972a), taču atsevišķu lielāko ieleju vai ieleju posmu tīkla elementu ģenēze saistāma ar pleistocēna litomorfoģenēzes (Āboltniņš, 1989) un deglaciācijas procesiem (Eberhards, 1972a) vai ar pirmskvartāra ieleju tīklu (Eberhards, 1985). Atbilstoši Latvijas mūsdienu reljefa formu klasifikācijai (Zelčs, 1997), upju ielejas tiek ierindotas ģenētiski atšķirīgos tipos un grupās, t.i. reljefa akvālā tipa fluviālajā grupā un akvaglaciālās grupas glaciofluviālajā apakšgrupā, un zinātniskajā literatūrā to apzīmēšanai tiek lietoti termini „upes ieleja”, „ielejveida pazeminājums” un „senieleja” (Eberhards, 1972a).

Ņemot vērā šo reljefa veidojumu atšķirīgo morfoloģiju, galvenokārt to dziļumu, promocijas darba izstrādi uzsākot, tika pieņemts, ka pētījumu teritorijā erozijas procesu attīstība un attiecīgi gravu veidošanās visspilgtāk izpaudīsies Daugavas senielejā, upes tecējuma posmā no Krāslavas līdz Naujenei. Savukārt ielejveida pazeminājumos ar mazāku dziļumu, piemēram, Laucesas, Maltas, Rēzeknes ielejveida pazeminājumos un daudzajās holocēna upju ielejās, gravu erozijas saposmojums tika prognozēts kā vājāk izteikts. Pētījumu plānošanas posmā veiktā kartogrāfiskā analīze, ar mērķi noteikt reprezentatīvus gravu erozijas tīkla izplatības areālus, apstiprināja šo pieņēmumu un ļāva izraudzīt kā galveno etalonteritoriju gravu pētījumiem upju ielejās Daugavas senieleju. Attiecībā uz ielejveida pazeminājumiem un holocēna upju ielejām, promocijas darba autora veiktā ĢIS analīze un rekognoscija dabā parādīja, ka šo reljefa vidējformu dziļuma determinētās nelielās erozijas bāzes 10 līdz 15 m, retāk līdz 20-25 m, kā arī salīdzinoši īsas ieleju nogāzes (< 100 m), nav veicinājušas plaša un sazarota lineārās erozijas tīkla attīstību. Mazo upju ieleju, kā arī ielejveida pazeminājumu nogāžu saposmojumu pamatā nosaka nesazarotas gravas, kuru garums parasti nepārsniedz 150 – 200 m. Skaita ziņā dominējošās ir nogāžu gravu morfoģenētiskā tipa formas. Analizējot gravu tīkla izkārtojumu mazo upju ieleju un ielejveida pazeminājumu nogāzēs un salīdzinot to ar hidrogrāfiskā tīkla tipveida zīmējumiem (Morisawa, 1985), tika konstatēts, ka erozijas tīkla apveids atbilst spalvveida vai subparalēlam tipam (angl. *parallel.*), respektīvi, īsas gravas pievienojas upēm gandrīz perpendikulāri ieleju garenasīm.

Kardināli atšķirīga aina ielejas nogāžu, piegulošās teritorijas saposmojuma un gravu tīkla telpiskā izvietojuma ziņā vērojama Daugavas senielejas etalonteritorijā. Šeit Daugavas ieleja posmā no Krāslavas līdz Naujenei šķēļ kompakto, ģenētiski vienoto Baltijas augstieņu grēdu, morfoloģiski atdalot no tās uz ziemeļiem izvirzīto Latgales

augstieni un dienvidos novietoto Augšzemes augstieni (Āboltiņš, 1989). Latgales un Augšzemes augstieņu visaugstāk paceltā paugurainā ass zona ar vaļņveida pauguru, paugurgrēdu, vaļņu un paugurmasīvu reljefu stiepjas no ziemeļaustrumiem uz dienvidrietumiem. Daugavas ielejas tiešā tuvumā visaugstākie virsas punkti (lielpauguri) sasniedz 180 m v.j.l. atzīmi uz dienvidaustrumiem no Lazdukalna, netālu no Liepavotu mājām, kā arī 185,9 m v.j.l. atzīmi uz ziemeļrietumiem no Krāslavas, netālu no Bancānu mājām (Eberhards, 1991). Šādas ielejai pieguļošā reljefa iezīmes un senielejas ievērojamais dziļums, kas pārsniedz 40 m, nosaka vietējo erozijas bāzu vērtības 50 līdz 75 m robežās. Šis faktors, kompleksā ar ielejas nogāžu garumu un morfoloģiski labi izteiktiem un plašiem ūdensguves baseiniem ielejai pieguļošajās Latgales un Augšzemes augstienēs, ir veicinājis blīva un sazarota gravu tīkla attīstību.

Daugavas ielejas Krāslavas – Naujenes posma gravu erozijas tīkla telpiskās analīzes rezultāti parāda, ka tajā atrodas vairāk nekā 350 gravas, kas veido komplicētu, sazarotu erozijas tīklu. Salīdzinot tā apveidu ar hidrogrāfiskā tīkla tipveida zīmējumiem (Morisawa, 1985), tika konstatēts, ka gravu telpiskais izkārtojums atbilst dendrītiskajam tipam (4.2.5. attēls).



4.2.5. attēls. Gravu erozijas tīkla izvietojums Daugavas ielejas Krāslavas – Naujenes posmā. Gravu tīklam ir dendrītiska telpiskā struktūra.

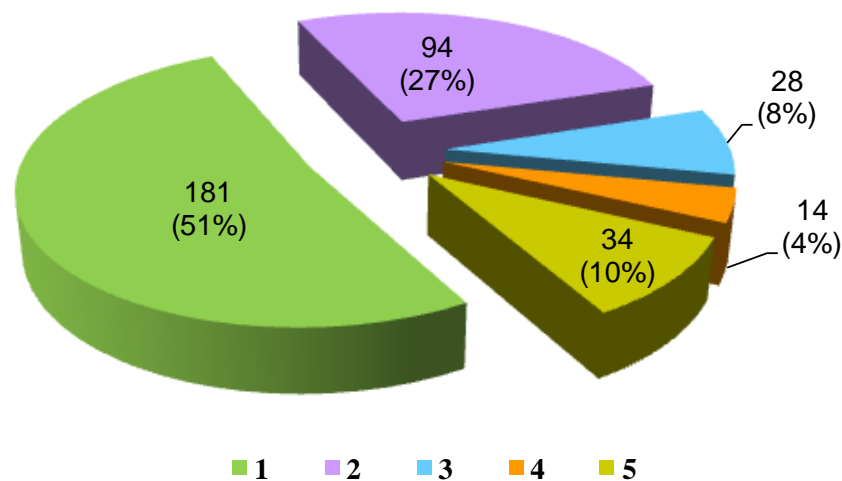
1 = mazās upes; 2 = gravas

Figure 4.2.5 Spatial distribution of gullies in the River Daugava Valley from Krāslava down to the Naujene Village. Note the dendritic pattern of gully network.

1 = small rivers; 2 = gullies

Promocijas darba ietvaros veiktie pētījumi parāda, ka Daugavas senielejas etalonteritorija ir vienīgā, kur sastopamas visu autora apskatīto (skat. 4.1. nodaļu) morfoģenētisko tipu gravas. Atšķirībā no platoveida paguru etalonteritorijas, Daugavas senielejā skaitliskā ziņā dominējošās ir tipiskas gravas, nogāžu gravas veido nedaudz vairāk par 1/4 no gravu skaita senielejā (4.2.6. attēls). Senielejas nogāžu komplicēta ģeoloģiskā uzbūve vertikālā griezumā, respektīvi, augšpleistocēna (Juškevičs *et al.*, 2003)

ūdensmazcaurlaidīgu smilšaina māla morēnas (gQ_3) vai bezakmens māla (glQ_3), glaciofluviālo (gfQ_3) smilšaino nogulumu veidotu ūdens nesējslāņu un mija (Eberhards, 1972a), kā arī tas, ka lielā dziļuma dēļ senieleja ir reģionālā pazemes ūdeņu atslodzes zona, nosaka etalonteritorijas hidroģeoloģiskos apstākļus un ievērojama skaita avotu izplūšanu senielejas nogāzēs un Daugavas gultnē (Jansons, 1993). Šo faktoru ietekmē Daugavas senielejā ir izveidojušās daudzas avotcirku gravas un gravveida ielejas (4.2.6. attēls). Savukārt senielejas paleoģeogrāfiskās attīstības gaita noteikusi īpatnēju karengravu izveidošanos (skat. 4.1.4. apakšnodaļu), kuras nav konstatētas citās pētījumu etalonteritorijās.



4.2.6. attēls. Atšķirīgu morfoģenētisko tipu gravu skaits un īpatsvars Daugavas senielejas etalonteritorijā.

1 = tipiskās gravas; 2 = nogāžu gravas; 3 = gravveida ielejas; 4 = karengravas; 5 = avotcirku gravas

Figure 4.2.6 Number and proportion of gullies of different morphogenetic types within the Daugava River Valley.

1 = typical gullies; 2 = slope gullies; 3 = valley-like gullies; 4 = hanging gullies; 5 = landslide-cirque gullies

Morfoloģiskā ziņā visvienkāršākās ir nesazarotās pirmās pakāpes gravas, kuras skaitā ziņā ir dominējošās, bet komplicētākās ir trešās un it sevišķi ceturtais zarošanās pakāpes gravas, kuru skaits ir ievērojami mazāks (4.2.7. attēls A).

Veicot gravu skaita un to zarošanās pakāpes vērtību statistisko analīzi (autora izveidotā *MS Excel* datu bāze „DAUGAVAS_GRAVAS”), tika noskaidrots, ka šos lielumus saista cieša negatīvā korelācija ($r = -0,909$; $p < 0,01$ pie $n = 351$). Tāpēc promocijas darba pētījumos gravām tika piemērota R. Hortona aprakstītā (1945) upju erozijas tīkla elementu skaita un zarošanās pakāpes likumsakarība jeb tā saucamais „ūdensteču skaita likums”, kuru vispārīgā veidā apraksta vienādojums (Horton, 1945)

$$N_u = a \cdot \exp^{-b \cdot u} \quad (4.11)$$

kur N_u – ūdensteču skaits ar zarošanās pakāpi u ;

u – zarošanās pakāpe;

a – empīrisks koeficients, kas ir robežās no 600 līdz 700 (Knighton, 1998);

b – eksponenta, kas raksturo hidrogrāfiskā tīkla elementu zarošanos un kuru savukārt nosaka pēc formulas (Horton, 1945)

$$b = \ln R_b = \ln \frac{N_{u-1}}{N_u} \quad (4.12)$$

kur R_b – hidrogrāfiskā tīkla elementu zarošanās koeficients ar vērtību robežās no 3 līdz 5 (Smart, 1972);

N_{u-1} – ūdensteču skaits ar zemāku par vienu vienību zarošanās pakāpi.

Aizvietojot formulā (4.11) zarošanās eksponentu b ar tās izteiksmi (4.12) un pārrakstot formulu gravām, iegūstam

$$N_{gr(u)} = a \cdot \exp^{-\ln R_b \cdot u} \quad (4.13)$$

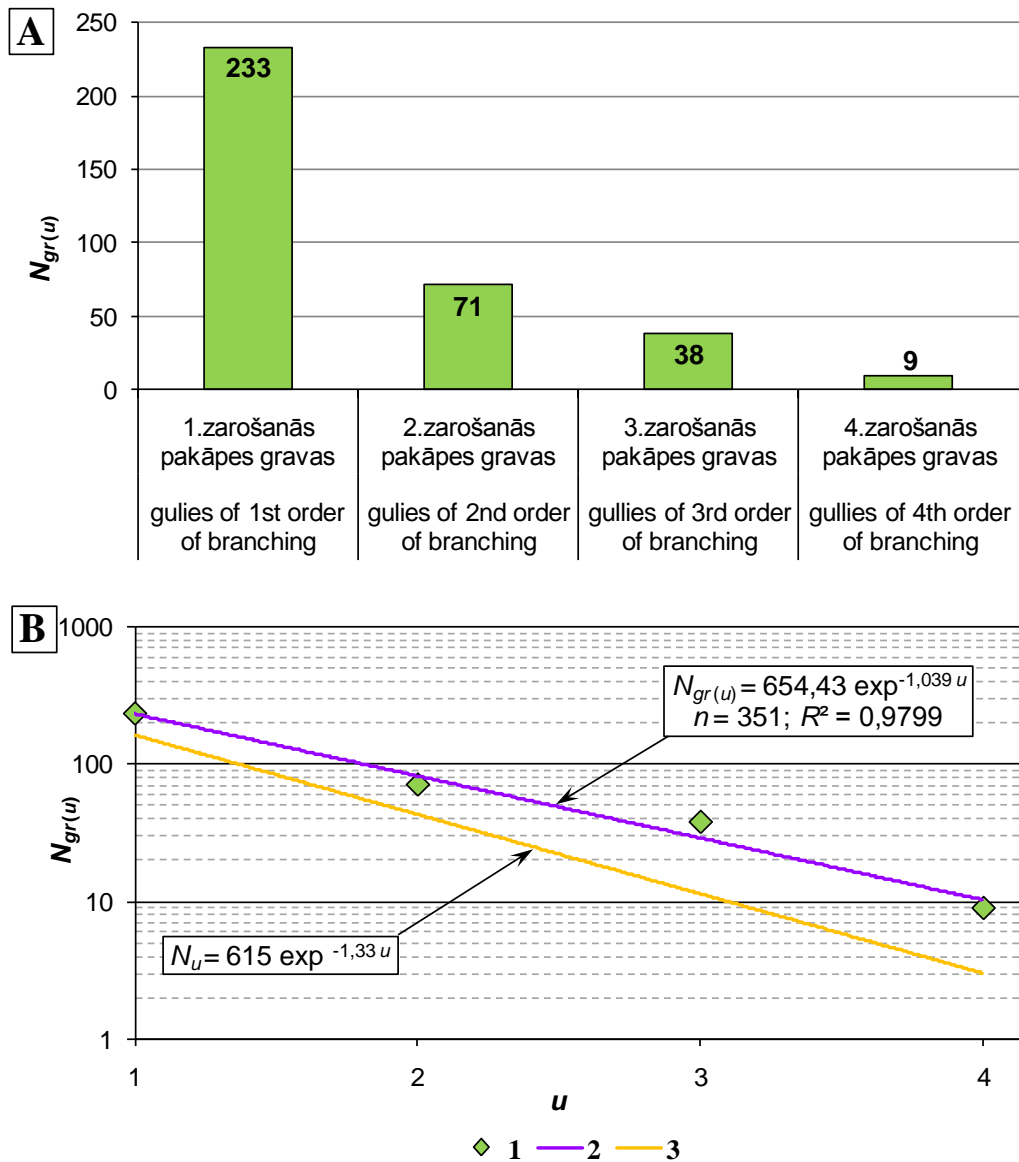
kur $N_{gr(u)}$ = gravu skaits ar zarošanās pakāpi u robežās no 1 līdz 4;

savukārt izsakot empīrisko koeficientu a no formulas (4.13) iegūstam

$$a = \frac{N_{gr(u)}}{\exp^{-\ln R_b \cdot u}} \quad (4.14)$$

Ievietojot formulā (4.14) pētījumos iegūtos ĢIS analīzes datus par gravu skaitu $N_{gr(u)}$ ar dažādu zarošanās pakāpi u , kā arī Daugavas senielejas gravām autora empīriski aprēķināto R_b vērtību 3,12 (autora izveidotā *MS Excel* datu bāze „DAUGAVAS_GRAVAS”), tika izskaitļoti koeficienta a skaitliskie lielumi un puslogaritmiskā mērogā tika konstruēta empīriska līkne, kas raksturo gravu erozijas tīkla elementu skaita un to zarošanās pakāpes attiecības likumsakarību (4.2.7. attēls B). Empīriski iegūtā līkne kopumā labi apraksta Daugavas senielejas dažādas zarošanās pakāpes gravu skaita reālā sadalījuma punktu kopu ($R^2=0,9799$), tomēr, salīdzinājumā ar literatūrā publicētu (Knighton, 1998) pastāvīgo ūdensteču skaita-zarošanās pakāpes attiecību aprakstošo „klasisko” teorētisko līkni, empīriskā līkne uzrāda relatīvi mazāku $N_{gr(u)}$ samazināšanās tendenci zarošanās pakāpei u pieaugot (4.2.7. attēls B). Respektīvi, Daugavas senielejā gravu tīklam ir raksturīgs salīdzinoši lielāks elementu skaits ar augstāku zarošanās pakāpi, nekā to teorētiski apraksta upēm piemērojamais R. Hortona (1945) „ūdensteču skaita likums”. Tas ir skaidrojams ar faktu, ka atšķirībā no fluviālās erozijas determinētās pastāvīgo ūdensteču zarošanās, gravu erozijas tīkla attīstības gaitā

Daugavas senielejā gravu zarošanos nosaka gan virsmas notece, gan pazemes ūdeņu izplūdes un sufozijas procesu izraisīta regresīvā erozija un sānu atzaru veidošanās (skat. 4.1.3. apakšnodaļu).



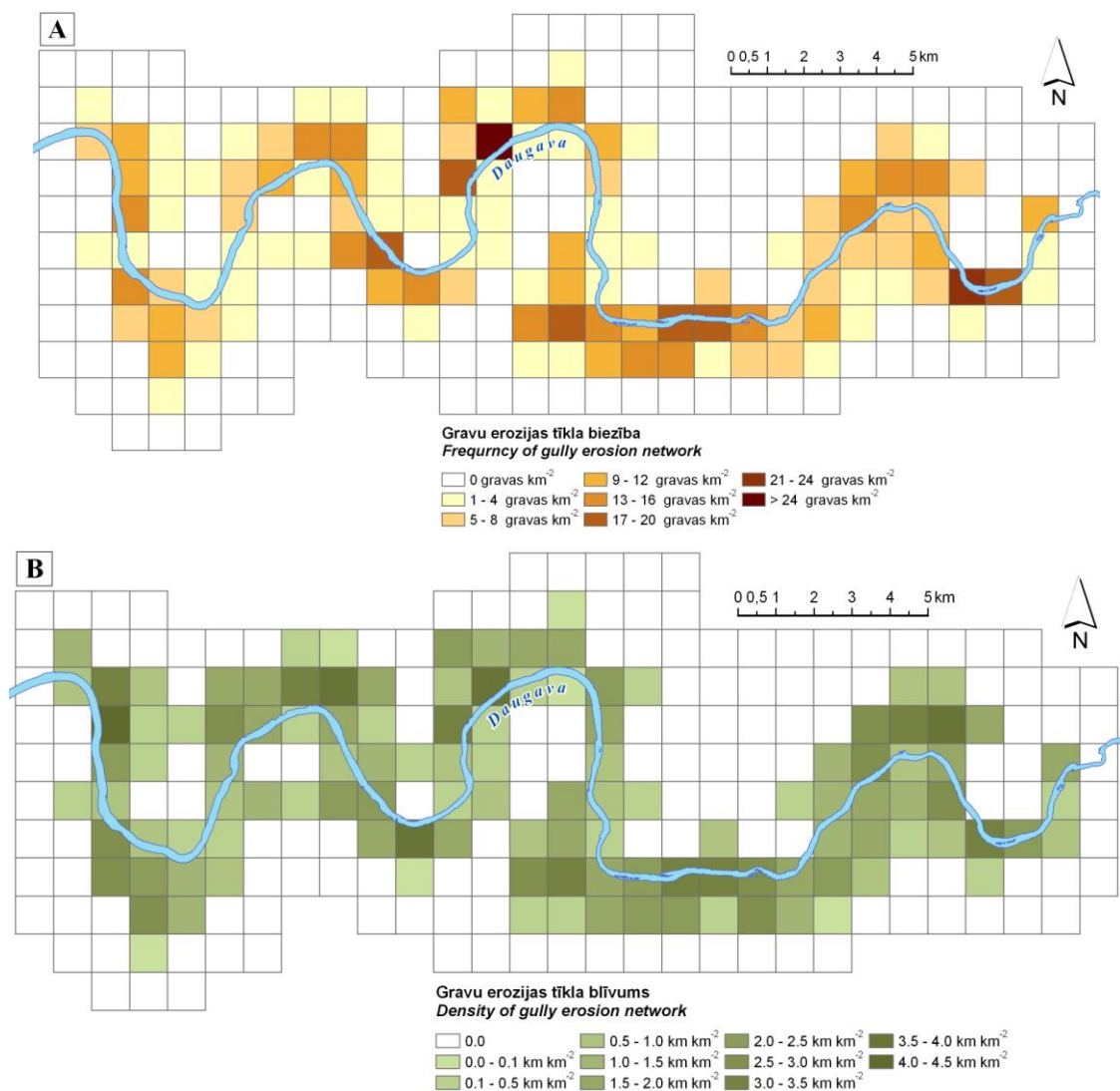
4.2.7. attēls. Dažādas zarošanās pakāpes gravu skaits (A) un korelācija starp gravu skaitu un to zarošanās pakāpi (B) Daugavas ielejas posmā no Krāslavas līdz Naujenei.

u = gravu zarošanās pakāpe; $N_{gr(u)}$ = gravu skaits ar zarošanās pakāpi u ; **1** = Daugavas senielejas gravu $N_{gr(u)}$ vs u attiecību raksturojošās vērtības; **2** = $N_{gr(u)}$ un u attiecības likumsakarību aprakstoša empīriska līkne Daugavas senielejai; **3** = ūdensteču skaita un to zarošanās pakāpes attiecību aprakstoša teorētiska līkne (Knighton, 1998)

Figure 4.2.7 Number of gullies of different order of branching (A) and correlation between the number of gullies and order of branching (B) within the Daugava River Valley stretch from Krāslava down to the Naujene Village.

u = order of gully branching; $N_{gr(u)}$ = number of gullies of given order u ; **1** = values characterizing relation $N_{gr(u)}$ vs u for gullies within the Daugava River Valley; **2** = empirical curve and equation describing the regularity of relation between $N_{gr(u)}$ and u within the Daugava River Valley; **3** = curve and equation describing the regularity of theoretical relation between $N_{gr(u)}$ and u (Knighton, 1998).

Ar ĢIS rīkiem veiktā gravu tīkla biežības (4.2.8. attēls A) un gravu tīkla blīvuma (4.2.8. attēls B) ģeotelpiskās analīzes rezultāti uzskatāmi apliecina, ka pastāv noteikta likumsakarība starp gravu izvietojumu un Daugavas senielejas morfoloģiju, respektīvi, vislielākais gravu skaits atrodas meandru loku virsotnēs, izskalojamo pamatkrastu nogāzēs, kur gravu tīkla blīvuma augstākā vērtības konstatētas Elernes, Rozališķu, Daugavsargu un Šķērskānu lokos (4 - 4,5 km km⁻²). Uzsverams, ka vislielākais gravu tīkla blīvums ir konstatēts gadījumos, kad erozijas bāze pārsniedz 30 m un nogāžu slīpums $\alpha > 16^\circ$. Skaita ziņā visvairāk gravu ir Daugavsargu, Rudņas, Šķērskānu loku virsotnēs (24 – 27 gravas uz 1 km²) (Soms, 2006a).



4.2.8. attēls. ĢIS ģeotelpiskās analīzes gaitā izskaitļotās gravu erozijas tīkla biežības (A) un erozijas tīkla blīvuma (B) vērtības un to sadalījums Daugavas senielejā starp Krāslavu un Naujēni.

Fig. 4.2.8. Gully erosion network frequency (A) and density (B) values computed by means of GIS geospatial analysis and their distribution in the River Daugava Valley from Krāslava down to the Naujene Village.

Visīsāko gravu garums, kas raksturīgs avotcirku gravām un nogāžu gravām, ir 30 līdz 80 m, savukārt garāko gravu garumi, kas raksturīgi lielām sengravām un gravveida ielejām, sasniedz pat 2,5 km. Līdzīgi ļoti plašās robežās no 0,6 līdz 287 ha variē gravu sateces baseinu platības. Veicot gravu garuma un to sateces baseinu platību vērtību matemātisko un statistisko apstrādi, izmantojot autora izveidoto datu bāzi „DAUGAVAS_GRAVAS” un datorprogrammas *Microsoft Excel 2007* un *SPSS 15.0* noskaidrojās, ka šos lielumus saista cieša korelācija ($r = 0,866$; $p < 0,01$). Tāpēc, līdzīgi kā ar erozijas tīkla elementu skaita un to zarošanās pakāpes likumsakarības analīzi, pētījumos tika noskaidrots, vai gravām ir piemērojama arī cita likumsakarība par pastāvīgo ūdensteču garuma-sateces baseina platības skaitlisko vērtību savstarpējo korelāciju, kuru vispārīgā veidā apraksta vienādojums (Hack, 1957):

$$L = a \cdot A^b \quad (4.15)$$

kur L – ūdensteču garums;

A – ūdensteču sateces baseina platība;

a – empīrisks koeficients, kas ir robežās no 1 līdz 2,5 (Leopold and Miller, 1992);

b – eksponenta, kas pastāvīgajām ūdenstecēm ir robežās no 0,5 līdz 0,6 (Ijjasz-Vasquez *et al.*, 1993)

Pārrakstot formulu (4.15) gravām, kā

$$L_{gr} = a \cdot A_{gr}^b \quad (4.16)$$

kur L_{gr} – gravas garums (km);

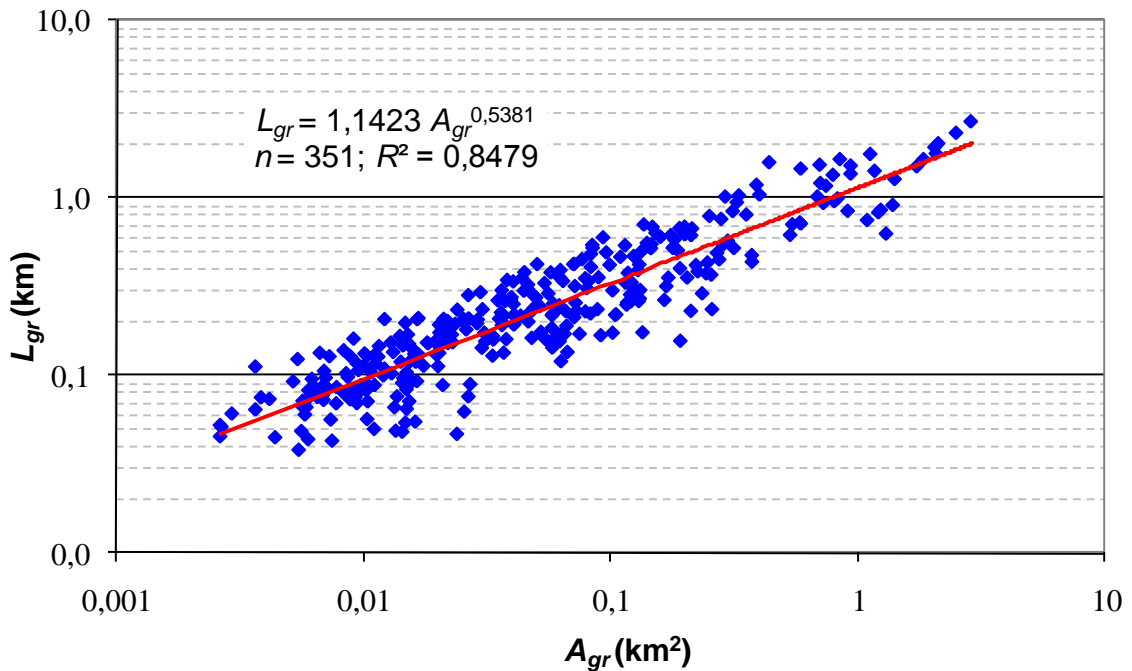
A_{gr} – gravas sateces baseina platība (km²);

un ievietojot vienādībā (4.16) ar ĢIS ģeostatistikās analīzes rīkiem pētījumos autora iegūtos un MS Excel datu bāzē „DAUGAVAS_GRAVAS” no ĢIS datu bāzes „GIS_GRAVAS” importētos datus par gravu garumu L_{gr} un gravu sateces baseinu platību A_{gr} vērtībām Daugavas senielejā, tika konstruēts grafiks, kur uz X ass tika atliktas faktoriālās pazīmes vērtības (gravu sateces baseinu laukumi A_{gr}), bet uz Y ass – atbilstošās rezultatīvās pazīmes vērtības, t.i. gravu garumi L_{gr} (4.2.9. attēls). Punktu kopas statistiskā analīze ar funkciju *Trendline* parāda, ka empīrisko līkni, kura vislabāk atbilst ($R^2 = 0,8479$) skaitlisko vērtību sadalījumam, apraksta vienādojums

$$L_{gr} = 1,1423 \cdot A_{gr}^{0,5381} \quad (4.17)$$

Empīriski iegūtajā vienādībā eksponenta b atbilst literatūrā aprakstītajām vērtībām (Ijjasz-Vasquez *et al.*, 1993), arī empīriskais koeficients a ir tuvs bij. PSRS teritorijas upēm aprēķinātajai vidējai vērtībai 1,36 (Mihailov *et al.*, 2005) un ASV teritorijas upēm

aprēķinātajai vidējai vērtībai 1,4 (Leopold and Miller, 1992). Minētais liecina, ka zemākās pakāpes periodisko ūdensteču veidotais gravu erozijas tīkls Daugavas senielejā pakļaujas tādām pašām likumsakarībām, kā upju tīkls.



4.2.9. attēls. Daugavas senielejas gravu sateces baseina un to garuma korelācijas diagramma. Aprēķiniem izmantoti ar ĢIS veiktās ģeostatistikās analīzes dati.

A_{gr} = gravas sateces baseins; L_{gr} = gravas garums (m).

Figure 4.2.9 Graph of correlation between gully catchment and length within the River Daugava Valley. Graph constructed from data obtained by GIS geostatistical analysis.

A_{gr} = gully catchment; L_{gr} = gully length

Promocijas darba pētījumu ietvaros, apsekojot Daugavas senielejas etalonteritorijas gravas *in situ*, tika konstatēts, ka lielāko daļu gravu klāj lapukoku vai krūmu veģetācija un tās ir erozijas stabilizācijas stadijā vai atmiršanas stadijā skat. 1.2. nodaļu). Neskatoties uz to, daudzu tipisko gravu un gravveida ieleju gultnēs un nogāzēs mūsdienās intensīvi norisinās eksogēnie ģeoloģiskie procesi - sufozija, noslīdeņu un noplūdeņu, kā arī avotcirkļu veidošanās, kas saistīta ar pazemes ūdeņu un periodisko straumju ģeoloģisko darbību.

Daudzu gravu šķērsgarumu komplicētā U+v veida forma (skat. 4.1. nodaļu), kā arī iegūtie dati par gravu veidošanās vecumu (Soms un Kalniņa, 2010) un dinamiku (Soms un Segliņš, 2010) liecina, ka erozijas tīkla attīstība norisinājusies vairākās fāzes un gravas ir uzskatāmas par poliģenētiskiem veidojumiem, kuru attīstību noteikusi gan cilvēka saimnieciskā darbība, gan dabisku faktoru ietekme.

4.2.3. Gravas subglaciālajās iegultnēs Latgales augstienē un Augšzemes augstienē

Subglaciālās iegultnes kā reljefa formas ir plaši izplatītas pleistocēna apledojuumu skartajās teritorijās Eiropā (Woodland, 1970; Ehlers *et al.*, 1984) un Ziemeļamerikā (Wright, 1973). Šie dziļie un izstieptie, vietām līkumotie veidojumi sastopami arī Baltijas valstīs, tajā Vislas kontinentālā apledojuma periferiālās segas klātajā teritorijā, kas atbilst dominējošās ledāja akumulācijas zonai (Āboltniņš, 1989). Šo negatīvo reljefa formu sevišķi daudz ir Baltijas augstieņu grēdā, kas ietver arī Augšzemes un Latgales augstieni, t.i. Latvijas DA daļā (Eberhards, 1972b). Lai gan tradicionāli subglaciālās iegultnes tiek traktētas kā ledājkušanas ūdeņu intensīvu straumju veidotas zemledus erozijas formas (Ó Cofaigh, 1996) jeb tuneļielejas (angl. *tunnel valley*), tomēr šīs formas var būt arī glaciālās lineārās erozijas (Bartkowski, 1968; Āboltniņš, 1989) un zemledāja izaruma-izspieduma (Goreckij, 1972; Levkov, 1980) veidojumi jeb subglaciālās vagas, vai arī subkvartāra virsmas ielejveida iegrauzumu atspoguļojums mūsdienu reljefā (Eberhards, 1972b; Zelčs, 1998).

Dienvidastrumu Latvijas augstieņu rajonos esošo subglaciālo iegultņu lielais dziļums 35-20 m, to nogāžu lielais slīpums, kas nereti pārsniedz 20°, kā arī garu, joslotu, lauzta profila nogāžu esamība ar izteiktu kroti subglaciālās iegultnes un tai piegulošās teritorijas kontakta zonā (4.2.10. attēls), ir tie ģeomorfoloģiskie faktori, kuri veicina gravu attīstību (Soms, 2006a). Līdzīgi kā platoveida pauguru un upju ieleju etalonterritorijās, straujš krituma pieaugums, ūdensplūsmām no augstieņu paugurotajiem vai viļņotajiem līdzenumiem sasniedzot subglaciālās iegultnes un šķērsojot to nogāzes kroti, nodrošina ūdens straumīšu ātruma un tam proporcionālu erozivitātes pieaugumu. Savukārt ūdensmazcaurlaidīgu, glaciģēnas cilmes smilšaina māla vai mālainas smilts morēnas nogulumu klātbūtne (Juškevičs *et al.*, 2003) apgrūtina infiltrāciju un veicina ūdensplūsmu koncentrēšanos mikroreljefa pazeminājumos, virzīšanos pa nogāzi uz leju un lineārās erozijas procesa norisi. Tādējādi ģeoloģisko un ģeomorfoloģisko faktoru kombinācija rada priekšnoteikumus lineārās erozijas procesu norisei un nodrošinājusi daudzu gravu attīstību dienvidastrumu Latvijas augstieņu rajonos esošo subglaciālo iegultņu nogāzēs.



4.2.10. attēls. Tipiskas subglaciālās iegultnes pētījumu teritorijā: Gribru-Ašaru ezera subglaciālā iegultne uz Z no Krāslavas (A) un Baltais ezers Indras – Piedrujas subglaciālo iegultņu sistēmā. Foto J.Soms 2007

Figure 4.2.10 Typical subglacial tunnel valleys within the study area: Gribru-Ašaru Lake subglacial tunnel valley north from Krāslava (A) and the Lake Baltais located in the Indra – Piedruja system of subglacial tunnel valleys. Photo J. Soms 2007

No pētījumu teritorijā esošajām subglaciālajām iegultnēm kā etalonteritorijas tika izvēlētas deviņas šī veida reljefa vidējformas (4.2.1. tabula). Promocijas darbā veiktā kartogrāfiskā analīze uz šo subglaciālo iegultņu nogāzēm ļāva identificēt 249 gravas (4.2.1. tabula).

4.2.1. tabula. Lineārās erozijas formas subglaciālo iegultņu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijā

Table 4.2.1. Linear erosion landforms on the slopes of subglacial tunnel valleys, South Eastern Latvia

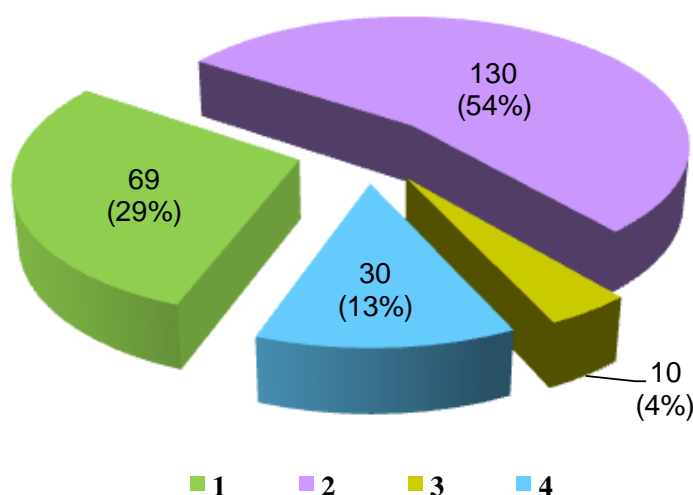
Subglaciālā iegultne vai sistēma	Vietējās erozijas bāzes līmenis	$H_{v.er}$ (m)		α (°)		Lineārās erozijas formas			
		max.	avrg.	max.	avrg.	NG	TG	GI	AG
Indras - Piedrujas	Garais ez.	22	15	30	18	7	4	2	-
	Baltais ez.	19	15	18	10	5	2	-	-
	Čornoje ez.	16	13	32	12	8	7	1	-
	Ostrovnas ez.	20	18	34	15	5	5	3	1
Subates - Baltmuižas	Šetekšnis (M. Subates ez.)	34	22	36	20	8	6	3	2
	Lielais Subates ez.	20	14	32	15	9	2	1	-
	Āzišķu ez.	19	14	32	20	1	2	-	-
	Āzišķu upīte	17	14	24	15	5	3	3	-
	Baltmuižas ez.	10	6	18	12	-	-	-	-
Mācītājezers ez.	16	12	24	18	1	-	-	-	
Dobes-Vanagu	Dobenes ez.	26	22	34	20	2	-	-	-
	Dobes upīte	24	18	32	18	19	6	2	-
	Zuju ez.	22	15	28	16	6	2	2	-
Demenes	Dervanišķu ez.	27	15	18	12	12	7	4	-
	Brīģenes ez.	20	12	22	12	5	-	-	-
	Demenes ez.	10	6	16	8	-	-	-	-
	Akmenkas ez.	12	7	16	10	-	-	-	-
	Dārzmuižas ez.	12	6	18	8	-	-	-	-

Pilskalnes	Tartaka ez.	25	20	28	12	-	2	-	-
	Pastarītis	31	22	30	18	2	-	-	-
	Dubezers	38	32	34	20	2	1	1	-
	Steļmaka ez.	18	11	22	10	-	-	-	-
	Sabaļa ez.	22	15	26	15	1	2	-	-
Ģeraņimovas Ilzas	Ģeraņimovas Ilzas ez.	23	16 - 10	34	10 - 20	9	5	2	-
Gribuļu-Ašaru	Gribuļu ez.	31	24	32	15	6	3	-	-
	Ašaru ez.	43	30	36	22	8	7	-	-
Vilnīšu- Varnaviču	Vilnīšu (Krivojes) ez., Varnaviču ez.	23	18	28	12	3	1	3	-
	Jablonkas ez.	22	12	22	10	2	1	2	-
		15	12	18	12	3	-	-	-
Šilovkas	Šilovkas ez.	21	18	38	15	2	1	1	7

$H_{v.er}$ = vietējās erozijas bāzes dziļums; α = nogāžu krituma leņķis; **NG** = nogāžu gravas; **TG** = tipiskās gravas; **GI** = gravveida ielejas; **AG** = avotcirku gravas

$H_{v.er}$ = depth of local base level; α = slope inclination angle; **NG** = slope gullies; **TG** = typical gullies; **GI** = valley-like gullies; **AG** = landslide-cirque gullies

Latgales un Augšzemes augstieņu subglaciālo iegultņu etalonteritorijas ietvaros, līdzīgi kā platoveida pauguru izplatības areālā Burzavas paugurainē, skaitliskā ziņā dominējošās ir nogāžu gravas, tipiskās gravas veido nedaudz vairāk par 1/4 no gravu skaita (4.2.11. attēls). Tomēr atšķirībā no platoveida pauguriem, subglaciālo iegultņu nogāzēs salīdzinoši lielāks ir gravveida ieleju morfoģenētiskā tipa lineāro erozijas formu īpatsvars, turklāt Subates-Baltmuižas un Šilovkas iegultņu nogāzēs tika konstatētas arī avotcirku gravas.



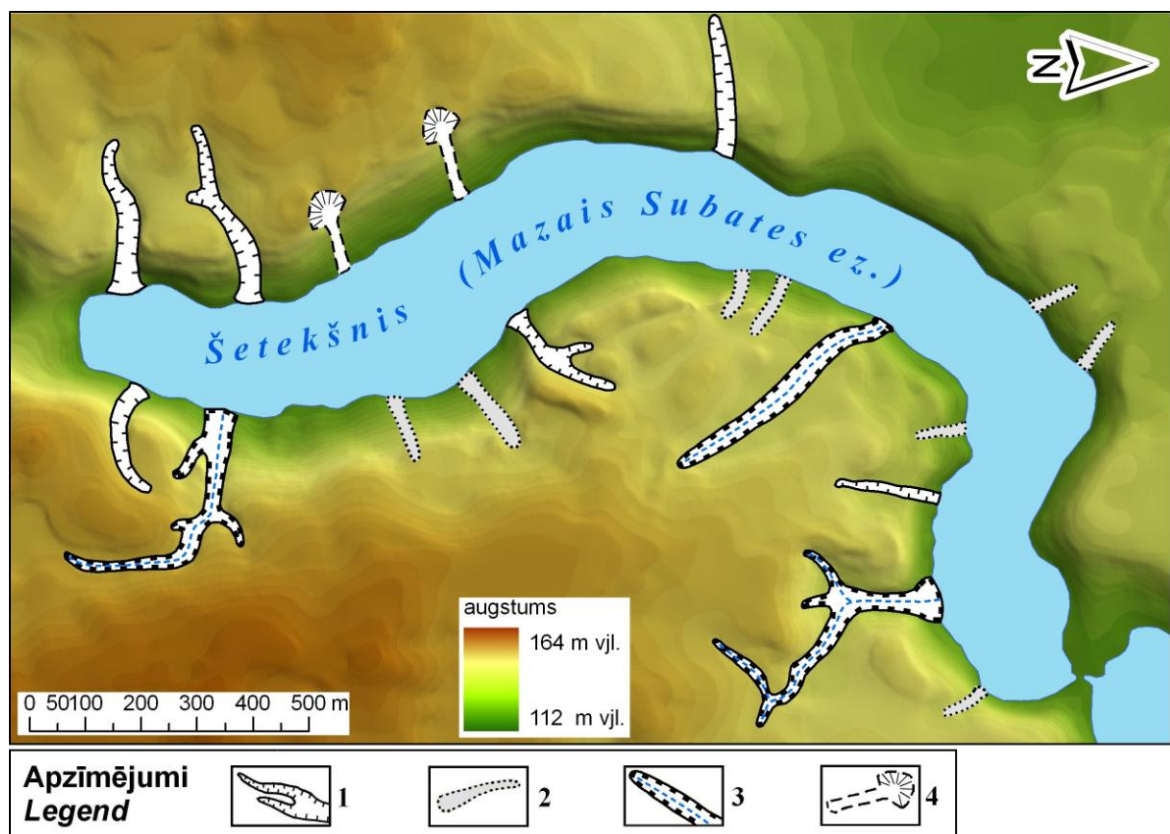
4.2.11. attēls. Atšķirīgu morfoģenētisko tipu gravu skaits un īpatsvars Latgales un Augšzemes augstieņu subglaciālo iegultņu etalonteritorijā.

1 = tipiskās gravas; 2 = nogāžu gravas; 3 = avotcirku gravas; 4 = gravveida ielejas

Figure 4.2.11 Number and proportion of gullies of different morphogenetic types within the etalon territory of subglacial tunnel valleys of Latgale and Augšzeme uplands.

1 = typical gullies; 2 = slope gullies; 3 = landslide-cirque gullies; 4 = valley-like gullies

Tas, ka subglaciālo iegultņu etalonteritorijā, tāpat kā Daugavas senielejā, gandrīz 1/5 daļu no erozijas tīkla elementiem veido gravveida ielejas un avotcirku gravas, norāda, ka lineārās erozijas formu attīstībā liela loma ir pazemes ūdeņu ģeoloģiskajiem darbībai, ko savukārt nosaka teritorijas ģeoloģiskā uzbūve un hidroģeoloģiskie apstākļi. Tieši Latvijas dienvidaustrumu daļas augstienēm raksturīgā kvartāra virsmu formveidojošo augšpleistocēna (Juškevičs *et al.* 2003) nogulumu komplicēta ģeoloģiskā uzbūve vertikālā griezumā, ko raksturo ledājkūšanas ūdeņu (gfQ_3) ūdenscaurlaidīgu smilts-grants nogulumu un ūdensmazcaurlaidīgu glacigēno morēnas (gQ_3) slāņkopu un zvīņveida kompleksu mija (Āboltiņš, 1989), nosaka gruntsūdeņu un starpslāņu ūdeņu uzkrāšanos. Savukārt subglaciālās iegultnes, kas ir dziļi iegrauztas zemes virsmā, veido pazemes ūdeņu atslodzes lokālās zonas un veicina regresīvo eroziju un gravu zarošanos uz sufozijas, pazemes noteces koncentrēšanās un nogāžu procesu norises rēķina.



4.2.12. attēls. Šetekšņa ezera iegultnes ($55^{\circ}59'N$; $25^{\circ}54'E$; Subates subglaciālo iegultņu sistēma) digitālais reljefa modelis, kas parāda gravu erozijas tīkla telpisko izvietojumu un tā subparalēlo apveidu.

1 = tipiskās gravas; 2 = nogāžu gravas; 3 = gravveida ielejas; 4 = avotcirku gravas

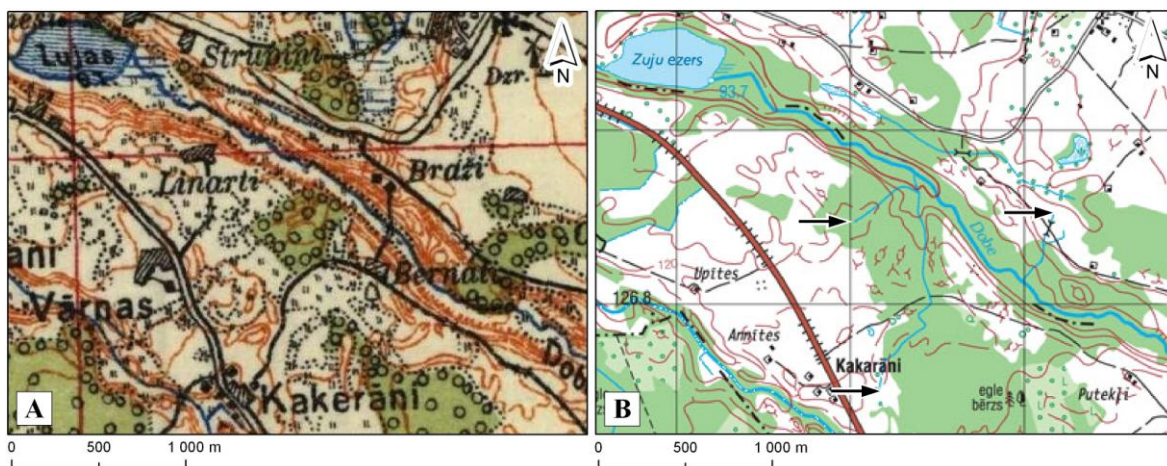
Figure 4.2.12 Digital elevation model of the Lake Šetekšņa tunnel valley ($55^{\circ}59'N$; $25^{\circ}54'E$ Subate system of subglacial tunnel valleys), which depicts spatial distribution of gullies and subparallel (trellis) pattern of erosion network.

1 = typical gullies; 2 = slope gullies; 3 = valley-like gullies; 4 = landslide-cirque gullies

Iegūtie dati liecina, ka subglaciālo iegultņu nogāžu saposmījumu pamatā nosaka īsas, 80 - 120 m garas, nesazarotas 1. pakāpes nogāžu gravas. Tikai atsevišķos gadījumos, piemēram, Subates-Baltmuižas un Pilskalnes iegultnēs erozijas tīkla struktūru un saposmījumu nosaka tipiskās gravas un gravveida ielejas. Analizējot gravu tīkla izkārtojumu iegultņu nogāzēs un salīdzinot to ar hidrogrāfiskā tīkla tipveida zīmējumiem (Morisawa, 1985), tika konstatēts, ka erozijas tīkla apveidam ir izteikti subparalēls raksturs (angl. *parallel*), respektīvi, gravu ievalku līnijas ir orientētas savstarpēji paralēli, bet perpendikulāri iegultnes garenasij (4.2.12. attēls).

Subglaciālo iegultņu etalonteritorijā veiktā gravu rekognoscija un lauka pētījumi parāda, ka atsevišķu gravu attīstību ir sekmējusi cilvēka saimnieciskā darbība, konkrēti – nepārdomātu meliorācijas pasākumu veikšana, grāvjus vai slēgtās drenu sistēmas kolektoros ievadot ar iegultnēm hidroloģiski saistītu sengravu augštecēs vai arī tos izvadot tieši uz subglaciālo iegultņu nogāzēm. Tādējādi virsmas un pazemes noteces mākslīga koncentrēšana, tāpat kā Daugavas senielejā, izraisījusi erozijas procesu reaktivizāciju un iegrauzumu attīstību gravu gultnēs, kā arī jaunu gravu veidošanos. Ņemot vērā, ka lauksaimniecisko zemju meliorācija tika uzsākta XIX gs., bet sevišķi intensīvi veikta pagājušā gadsimta 60. – 70. gados (Šķiņķis, 1992), šādas iepriekš minētās gravas ir uzskatāmas par etalonteritorijas visjaunākajiem erozijas tīkla elementiem, kuru telpiski ciešo izvietojumu nav noteikuši dabiskie ģeomorfoloģiskie un ģeoloģiskie faktori, bet gan antropogēnā ietekme. To apstiprina arī 20. gadsimta 30.-jos gados izdoto topogrāfisko karšu salīdzinājums ar mūsdienās izdoto kartogrāfisko materiālu (4.2.13. attēls).

Analizējot datu ģeotelpiskās apstrādes un lauka pētījumu rezultātus konstatēts, ka iegultņu nogāžu slīpums un vietējās erozijas bāzes dziļums ir nozīmīgākie ģeomorfoloģiskie faktori, kuri determinē lineāro erozijas formu attīstību. Relatīvi neliela erozijas bāzes dziļuma (10 - 15 m) un maza nogāžu slīpuma ($\alpha < 15^\circ$) gadījumos lineāras erozija nenorisinās vai arī veidojas tikai izskalojumvagas. Pieaugot erozijas bāzes dziļumam līdz 20 - 25 m un nogāžu krituma leņķim a pārsniedzot 15° , neperiodisko ūdensplūsmu kinētiskā enerģija ir pietiekoša, lai strauji attīstītos regresīvā erozija un veidotos fluviālās ģenētiskās rindas (Dokuchyaev, 1878) augstākas pakāpes negatīvās reljefa formas - gravas.



4.2.13. attēls. Dobes-Vanagu subglaciālās iegultnes ziemeļrietumu daļas attēls 1925. gadā izdotajā Latvijas Armijas štāba ģeodēzijas-topogrāfijas daļas topogrāfiskajā kartē M 1 : 75 000 (A) un 2005. gadā LĢIA izdotajā topogrāfiskajā kartē M 1 : 50 000 (B). Mūsdienu kartē ar bultiņām atzīmēti meliorācijas drenu kolektoru izplūdes vietas un ar tiem saistītas jaunākas erozijas formas, kuru nav senajā kartē.

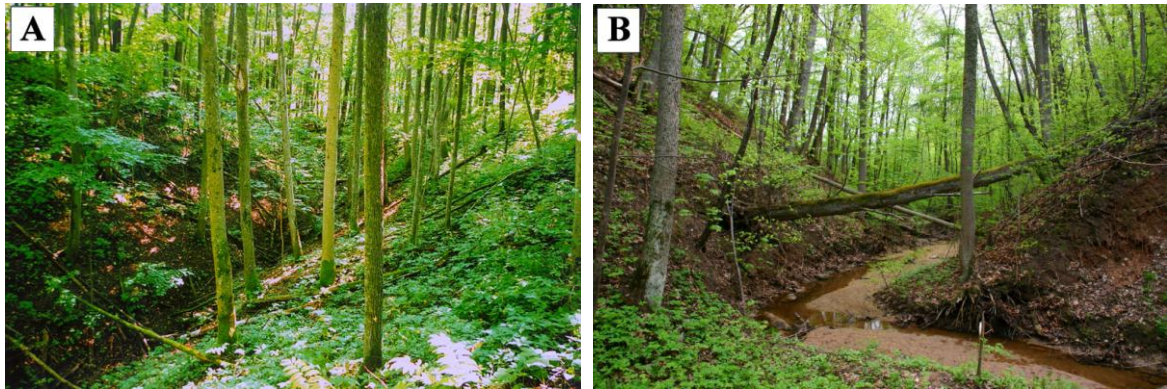
Figure 4.2.13 The picture of north-western part of the Dobes-Vanagu subglacial tunnel valley depicted in topographic map scale 1 : 75 000 of Latvian Army Staff published in 1925 (A) and in topographic map scale 1 : 50 000 published by LGIA in 2005 (B). Arrows in recent map mark the outlets of subsurface drainage system and associated younger erosion forms, which are not presented in historical map.

Gravu veidošanos subglaciālo iegultņu nogāzēs veicina arī Augšzemes un Latgales augstienēs plaši izplatītie pamatmorēnas nogulumi (Āboltniņš, 1989), kurus raksturo zemi infiltrācijas ātrumi. Minētā faktora ietekmē aizkavējas nokrišņu un sniega kušanas ūdeņu iesūkšanās, tādējādi tiek nodrošināta ūdensplūsmu virzīšanās pa nogāzi uz leju un veicināta lineārās erozijas procesa norise.

Apskatītie fakti ļauj secināt, ka gravu veidošanos un izvietojumu subglaciālo iegultņu nogāzēs dienvidaustrumu Latvijas augstieņu rajonos nosaka gan teritorijas ģeomorfoloģiskās un ģeoloģiskās uzbūves īpatnības, gan cilvēka saimnieciskās darbības ietekme.

Apakšnodaļas noslēgumā jāatzīmē, ka daudzās subglaciālajās iegultnēs, kuru stāvās vai avotainās nogāzes izrādījās maz piemērotas zemes apstrādei un tamdēļ ilgstoši nav tikušas izmantotas, renaturalizācijas procesa gaitā ir izveidojušies lapukoku meži, savukārt uzkrājoties zāļu kūdrai avotu izplūdes vietās izveidojušies avoksnāji. Šādi lokāli dabas kompleksi atbilst ES nozīmes aizsargājamo biotopu „Nogāžu un gravu meži, NATURA 2000 kods 9180*”) un „Minerālvielāmbagāti avoti un avoksnāji, NATURA 2000 kods 7160” kategorijai (Auniņš *et al.*, 2010), un ir bagāti ar aizsargājamām bezmugurkaulnieku un augu sugām (Soms *et al.*, 2007). Šī iemesla dēļ vairākās subglaciālajās iegultnēs,

piemēram, Indras-Piedrujas sistēmas Ostrovnas iegultnē (4.2.14. attēls A), Pilskalnes iegultnē (4.2.14. attēls B), ir izveidotas īpaši aizsargājamas dabas teritorijas un platlapju mežiem uz gravu saposmotajām iegultņu nogāzēm ir noteikts dabas lieguma statuss.



4.2.14. attēls. *Alno-Ulmion* platlapju mežs gravas nogāzēs dabas liegumā „Starinas mežs” (A), Ostrovnas ezera iegultnē, un *Tilio-Acerion* platlapju mežs gravas nogāzēs dabas liegumā „Pilskalnes Siguldiņa” (B), Pilskalnes iegultnē. Foto J. Soms 2008

Figure 4.2.14 *Alno-Ulmion* broad-leaved forest on the slopes of gully located in protected nature area „Starinas mežs” (A), the lake Ostrovnas tunnel valley, and *Tilio-Acerion* broad-leaved forest on the slopes of gully located in protected nature area „Pilskalnes Siguldiņa” (B), the Pilskalne subglacial tunnel valley. Photo J. Soms 2008

Tādējādi, izvērtējot gravu eroziju starpnozaru skatījumā, t.i. akcentējot ģeomorfoloģiski-ekoloģiskos šī procesa aspektus, var secināt, ka līdz ar lineārās erozijas veidoto formu attīstību, norisinās arī izmaiņas abiotisko faktoru (gaisa temperatūra un mitrums, apgaismojums, nogāžu ekspozīcija, augsnes mitrinājuma režīms u.c.) telpiskajā sadalījumā un ar tām saistīta ainavvides diferenciācija, kas savukārt rada priekšnoteikumus ekosistēmu un dzīvotņu daudzveidībai (Soms, 2005). Lai gan literatūrā, vērtējot gravu erozijas procesu un to veidotās reljefa formas, visbiežāk tiek uzsvērtas negatīvās sekas (Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005), tomēr gravu erozijai laiktelpiskā griezumā ir arī pozitīva nozīme gan paaugstinot teritorijas ģeomorfoloģisko daudzveidību un tās hidroloģisko saikni ar uztverošajiem ūdens objektiem, gan veidojot jaunas ekoloģiskās nišas un paaugstinot teritorijas bioloģisko daudzveidību.

4.3. Klimatiskie apstākļi kā gravu veidošanas noteicošie faktori

Noskaidrojot klimatisko apstākļu ietekmi uz gravu veidošanās procesu, līdzīgos pētījumos (Prosser and Soufi, 1998; Vandekerckhove *et al.*, 2000; Poesen *et al.*, 2003) kā ūdens plākniskās vai strūklveida erozijas nozīmīgākais faktors, kurš veic nogulumu vai iežu daļiņu atrašanu no substrāta uz plūsmas kinētiskās enerģijas rēķina, tiek nosaukts tekošs ūdens. Ņemot vērā, ka gravu erozijas mūsdienu definīcijās (promocijas darba 1.1. nodaļa „Gravas kā reljefa formas, to ģeogrāfiskā izplatība”) tieši īslaicīgu ūdens plūsmu koncentrēšanās gultnē tiek minēta kā lineāro eroziju izraisošs process, var pieņemt, ka dažādu morfoģenētisko tipu gravu veidošanos nosaka pa nogāzēm tekošie lietus un sniega kušanas ūdeņi, retāk pazemes ūdeņi, kuru kinētiskā enerģija ir pietiekama, lai atrautu un transportētu gultni veidojošā materiāla daļiņas. Savukārt dabiskas īslaicīgas ūdensplūsmas izveidošanās ir vai nu tiešās nokrišņu izkrišanas (lietus) rezultāts, vai arī šo nokrišņu akumulācijas (sniega segas izveidošanās, infiltrācija un pazemes ūdeņu akumulācija) un vēlākas atbrīvošanās rezultāts (sniega kušana, gruntsūdeņu izplūšana zemes virspusē avotu veidā). Svarīgi ir ņemt vērā, ka tās ūdens plūsmas, kuras veido lietus ūdeņi, un tās, kuru veidošanos izraisa sniega kušana, ir ar atšķirīgu erozijas potenciālu pie vienādām caurplūduma vērtībām. Pirmajā gadījumā, kā tas ir aprakstīts daudzu pētnieku darbos (Sharda and Singh, 1994; Wicks and Bathurst, 1996; Gopal Naik *et al.*, 2009), lietus lāses, triekdamās pret augsni vai iežu virsmu, spējīgas izsaukt augsnes mehānisko agregātu dezintegrācijas procesus. Turklāt lietus lāses pastiprina arī sīko ūdensplūsmu erodējošo darbību. Kopumā ūdensplūsmu erodējošā darbība ir jāapskata kā divu patstāvīgu procesu summa, t.i. iežu un augsnes daļiņu atrašana no gravas gultnes vai krastiem un šo daļiņu pārnese ar ūdens plūsmas starpniecību, tad šo procesu norises ūdensplūsmai, pirmkārt, nepieciešams pārvarēt berzes, kohēzijas un smaguma spēkus (=daļiņu atrašana), un, otrkārt, nepieciešams pārvarēt plūsmas viskozitāti un gultnes berzes spēku (=daļiņu transportēšana). Ja pieņemam, ka šie divi procesi norisinās tikai uz ūdensplūsmas kinētiskās enerģijas rēķina, tad zinātnieku veiktie aprēķini (Larionov, 1993) un modelēšana (Beuselinck *et al.*, 2002; Guy *et al.*, 2009a), rāda ka sīkas ūdens straumītes erodējošo darbību nevar veikt un gravu veidošanās var notikt tikai tajās vietās, kur veidojas intensīvas un caurplūduma ziņā lielas ūdensplūsmas. Zinātnieku veiktajos erozijas procesu novērojumos iegūtie fakti liecina, ka lineārās erozijas procesu var izraisīt pat relatīvi niecīgās, dažu mm dziļas ūdensplūsmas (Makkaveev, 1971; Kinnel, 1991; Heppner *et al.*,

2006). Literatūrā šo faktu izskaidro ar lietus pilienu papildus iedarbību (Julien and Simons, 1985; Kinnell, 2004; Guy *et al.*, 2009b), kas izpaužas divējādi: pilienu kinētiskā enerģija ir pietiekama, lai triecienā pret zemi kopā ar necīgām ūdens šļakatām tiktu pārvietotas arī dezintegrētās daļiņas (Kinnell, 2004) no otras puses, lietus pilieni daudzkārt palielina ūdensplūsmas transportējošās spējas, ierosinot tajās papildus turbulenci un hidrauliskos triecienviļņus (Heppner *et al.*, 2006). Eksperimentālie dati rāda, ka novēršot lietus pilienu iedarbību uz nelielu (1 līdz 2 cm dziļu) ūdensplūsmu, tās transportējošā spēja samazinās 10 un vairāk reizes (Beuselinck *et al.*, 2002; Guy *et al.*, 2009b).

Nokrišņi papildus pārveido arī gravas ūdensguves baseina apstākļus - dezintegrē augsnes agregātus, sablīvē augsni, nolīdzina mikroreljefu, piesātinot augsni ar ūdeni samazina infiltrācijas koeficientu, radot lineārās erozijas attīstībai labvēlīgus apstākļus gravas ūdensguves baseinā (Kinnell, 2004). Par cik daļa nokrišņu ūdens iztvaiko un infiltrejas, tad būtiska ir arī nokrišņu intensitāte, t.i. attiecība starp nokrišņu daudzumu un šī daudzuma izkrišanas laiku. Tātad virsmas noteces apjomu un tās veidoto gultnes ūdensplūsmu caurplūdumu, it sevišķi maksimālo caurplūdumu ar augstu erozivitātei, galvenokārt ietekmē nokrišņu daudzums un to izkrišanas intensitāte. Vienkāršotā veidā šo likumsakarību apraksta vienādojums (Hattanji *et al.*, 2006; Imaizumi *et al.*, 2010)

$$Q_p = k_p I_R A \quad (4.18)$$

kur Q_p – eroziju izraisošais caurplūdums ($m^3 s^{-1}$);

k_p – empīrisks koeficients (bez mērvienībām), kas raksturo caurplūduma pieaugumu uz vienu nokrišņu intensitātes vienību;

I_R – nokrišņu intensitāte ($m s^{-1}$);

A – sateces baseina platība (m^2).

Pārveidojot vienādojumu (4.18) vispārīgā aprakstošā formā, ir redzams, ka

$$Q_p \sim I_R \quad (4.19)$$

Formula (4.19) norāda, ka maksimālais caurplūdums ar augstu erozivitāti ir atkarīgs un tieši proporcionāls nokrišņu intensitātei. Sevišķi spilgti tas izpaužas gadījumos, kad lineāro erozijas formu attīstība notiek apstākļos, kad maz variē nogāžu slīpums un garums, teritorijas ģeoloģiskā uzbūve u.c. faktori (Poesen *et al.*, 2003).

Maksimālā kinētiskā enerģija piemīt ekstrēmu lietusgāžu pilieniem (Weggel and Rustom, 1992; Uijlenhoet and Stricker, 1999), tieši tāpēc lietusgāžu laikā iepriekšēji

aprustītie procesi norisinās visintensīvāk. Minētais norāda, ka ekstrēmu nokrišņu sezonālais un ģeogrāfiskais sadalījums, to atkārtotā biežums un ilgums, iespējams, ir vieni no galvenajiem gravu veidošanas ietekmējošajiem klimatiskajiem faktoriem.

Lai noteiktu šo faktoru nozīmi, tika veikta pētījumu teritoriju raksturojošo klimatisko datu analīze. Šim mērķim tika izmantotas publicētās atmosfēras nokrišņu daudzgadīgo vidējo ikmēneša un gada datu rindas (Spravochnik po klimatu, 1968; LVĢMC, 2009) 28 novērojumu punktiem, kuri izvietoti pētījumu teritorijā vai tiešā tās tuvumā. Klimatisko datu apkopošanai izvēlēto punktu ģeogrāfiskā sadalījuma pētījumu teritorijā normalitāte tika novērtēta ar ģeostatistikās (Webster and Oliver, 2001) un ģeotelpiskās analīzes metodēm (Mitchell, 1999; de Smith *et al.*, 2007), šim mērķim izmantojot ĢIS datorprogrammas *ArcView 9.3* paplašinājuma *SpatialAnalyst* ģeotelpiskās analīzes rīkus (skat. 3.8. nodaļu). Atlasītie meteoroloģiskie dati tika apkopoti autora izveidotajā *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI”, apstrādāti ar statistiskās analīzes metodēm (Rogerson, 2001; Webster and Oliver, 2001), un no tiem ar paplašinājumu *SpatialAnalyst* tika ģenerēti *ESRI Grid* formāta rastra slāņi, kuri ataino nokrišņu daudzuma, nokrišņu erozivitātes Furnjē indeksa jūlija mēnesim vērtību, nokrišņu sezonālās koncentrācijas *PCI* indeksa un modificētā Furnjē indeksa *MFI* vērtību sadalījumu pētījumu teritorijā.

Iegūto datu vizualizācija parāda, ka kopējais gada nokrišņu daudzums pētījumu teritorijā variē robežās no 550-570 mm līdz 670-700mm (4.3.1 attēls A). Ir novērojama reljefa ietekme uz nokrišņu daudzuma lokālo sadalījumu, respektīvi, Latgales augstienes un Augšzemes augstienes R un DR nogāzes saņem ievērojami lielāku nokrišņu daudzumu. Nokrišņu daudzuma mazākās vidējās gada vērtības – 550 mm a⁻¹, ir Isnaudā (Latgales augstienes aizvēja efekts), lielākās – līdz 700 mm a⁻¹, Dzirkaļos (4.3.1 attēls A). Pētītajai teritorijai, ņemot vērā rastra datu ģeostatistikās analīzes gaitā iegūto nokrišņu daudzuma skaitlisko vērtību ģeogrāfiskā sadalījuma īpatsvaru, kā vidējais rādītājs tika aprēķināts 670 mm a⁻¹. Tas ir nedaudz vairāk, nekā norādīts literatūras avotos kā vidēji dienvidaustrumu Latvijā (Sarma, 1990). Šī nokrišņu daudzuma sadalījums gada laikā ir relatīvi nevienmērīgs un maksimālās vērtības ir novērotas jūlijā (max. Krāslavā 92 mm), bet minimālās - martā (min. Isnaudā 27 mm) (Spravochnik po klimatu, 1968, LVĢMC, 2009).

Visbiežāk, lai raksturotu nokrišņu erozivitāti (Wischmeier and Smith, 1978) jeb „klimata erozīvo agresivitāti” (Gregori, *et al.*, 2006), tiek izmantots nokrišņu erozivitātes indekss *R*. Latvijā šāda rakstura meteoroloģiskie dati nav reģistrēti un līdz ar to arī nokrišņu erozivitātes vērtības pagaidām nav iespējams aprēķināt (Soms un Grišanovs,

2010), tāpēc šim mērķim autors pielietoja Furnjē indeksu FI (Fournier, 1960), modificēto Furnjē indeksu MFI (Arnoldus, 1977) un nokrišņu koncentrācijas indeksu PCI (Oliver, 1980), kuru vērtības tika atvasinātas no *MS Excel* datu bāzes „GRAVAS_METEODATI” attiecīgi saskaņā ar formulām 3.1, 3.2 un 3.3 (skat. 3.1. nodaļu). Par cik Furnjē indekss FI raksturo attiecību starp nokrišņu daudzumu nokrišņiem bagātākajā mēnesī (p_{i-max}) un kopējo gada nokrišņu daudzumu (P), tad šī indeksa aprēķiniem pētāmajā teritorijā tika izmantots jūlija mēneša vid. nokrišņu daudzums, jo *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” ietverto klimatisko raksturlielumu statistiskā analīze parādīja, ka visiem 28 izvēlētajiem punktiem tieši jūlijs ir ar vidējo max. mēneša nokrišņu daudzumu. Līdz ar to formula 3.1 tika modificēta kā

$$FI^{jūl} = \frac{P_{i-jūl}^2}{P} \quad (4.20)$$

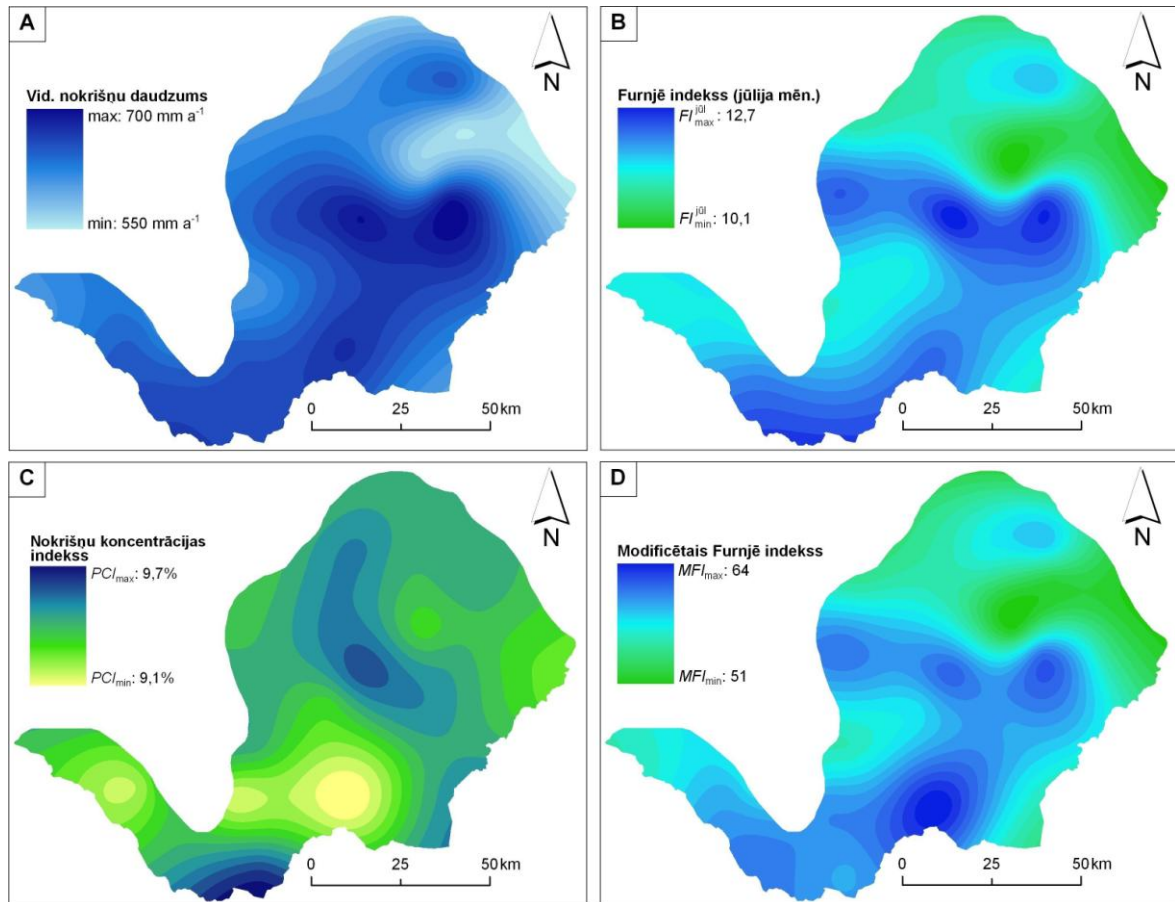
kur $p_{i-jūl}$ – meteoroloģiskajā stacijā reģistrētais jūlija mēneša vidējais nokrišņu daudzums (mm);
 P – meteoroloģiskajā stacijā reģistrētais kopējais gada vidējais nokrišņu daudzums (mm).

Ģenerējot no izejas meteoroloģiskajiem datiem izoerodentu karti (Ferro *et al.*, 1991), kurā parādīts Furnjē indeksa ģeogrāfiskais sadalījums pētījumu teritorijā, var secināt, ka augstāka nokrišņu erozivitāte, un, attiecīgi, augstāka fluviālās erozijas procesu norises iespējamība ir saistīta ar Latgales augstienes centrālo daļu un Augšzemes augstieni (4.3.1 attēls B).

Taču, kā to norādīja H. Arnoldus (1977), Furnjē indeksa FI vērtības ne vienmēr korekti attēlo erozivitāti. Aktuāli tas ir it sevišķi gadījumos, kad nokrišņu sezonālajā sadalījumā nav vērojamas ļoti būtiskas atšķirības, respektīvi, pieaugot nokrišņu daudzumam citos mēnešos, Furnjē indeksa vērtība samazinās, lai gan erozijas potenciāls neapšaubāmi pieaug. Lai novērstu šādu nenoteiktību, autors papildus izmantoja modificēto Furnjē indeksu MFI (Arnoldus, 1977) un nokrišņu sezonālās koncentrācijas indeksu PCI (Oliver, 1980).

Šo abu indeksu vērtību ģeotelpiskā analīze (Mitchell, 1999; de Smith *et al.*, 2007), norāda (4.3.1 attēls C un D), ka pētījumu teritorijā pie vidējām nokrišņu daudzuma vērtībām šī klimatiskā faktora erozivitāte vērtējama kā zema. Turklāt, veicot FI un MFI vērtību korelāciju, tika noskaidrotas cieša saistība ($r = 0,94$; $p < 0,01$ pie $n = 28$) starp jūlija

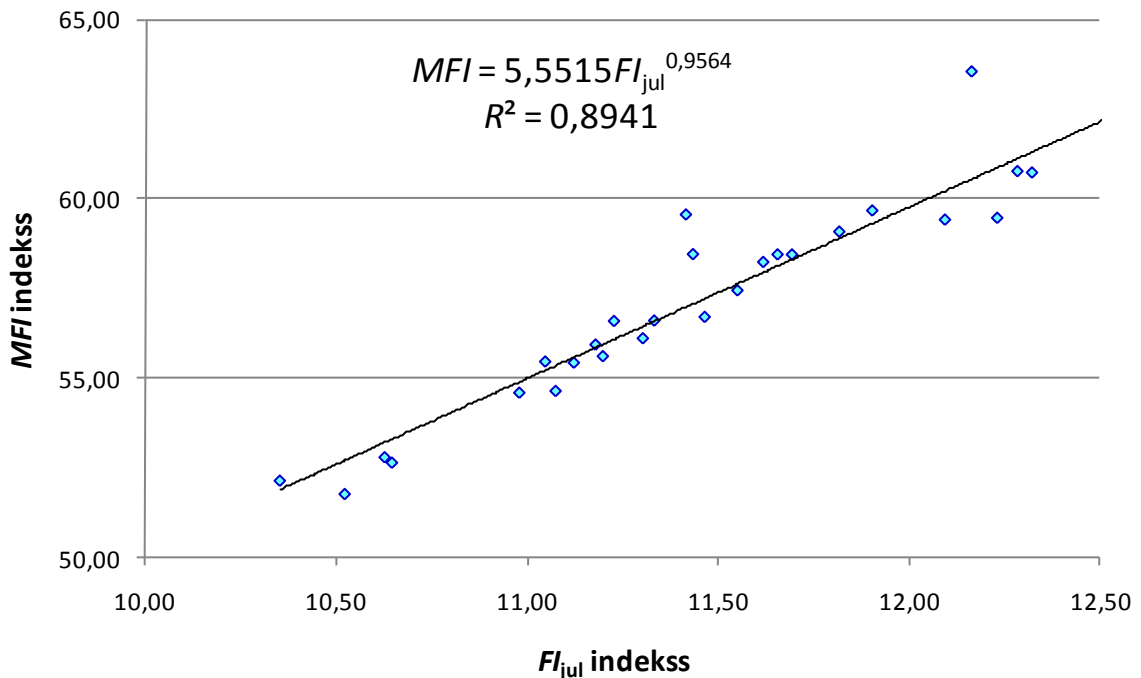
mēneša nokrišņu erozivitāti un erozivitātes raksturlielumiem gada griezumā (4.3.2. attēls). Tas ir skaidrojams ar nokrišņu sezonālā sadalījuma īpatnībām, proti, ar vienu maksimumu un vienu minimumu gada ietvaros.



4.3.1. attēls. Gada vidējais nokrišņu daudzums (A), erozivitātes Furnjē indeksa jūlija mēnesim (B), nokrišņu sezonālās koncentrācijas nevienmērīguma (C) un modificētā Furnjē indeksa (D) vērtību sadalījums pētījumu teritorijā. Karšu ģenerēšanai izmantoti *MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” apkopotie klimatiskie raksturlielumi no informācijas avotiem Spravochnik po klimatu, 1968 un LVĢMC, 2009.

Figure 4.3.1. Distribution of mean annual precipitation (A), Fournier index for wettest month – July (B), precipitation concentration index (C) and modified Fournier index within the study area. Maps are generated using climate input parameters, which are aggregated in *MS Excel* data base „GRAVAS_METEODATI” from information sources Spravochnik po klimatu, 1968 un LVĢMC, 2009.

Tādējādi, autora veiktā klimatisko datu ģeotelpiskā un statistiskā analīze nokrišņu erozivitātes novērtējumam uzrāda zemu lineārās erozijas procesu norises iespējamību pētījumu teritorijā. Tomēr tas nesaskan ar lauka un kamerālajos pētījumos konstatētajiem datiem (Soms, 2006a) par gravu kā reljefa formu plašo sastopamību pētījumu teritorijā.



4.3.2. attēls. Korelācija starp erozivitātes Furnjē indeksa vērtībām jūlija mēnesim un modificētā Furnjē indeksa vērtībām gada griezumā pētījumu teritorijā (*MS Excel* datu bāzē „GRAVAS_METEODATI” apkopoto klimatisko raksturlielumu statistiskās analīzes rezultāti).

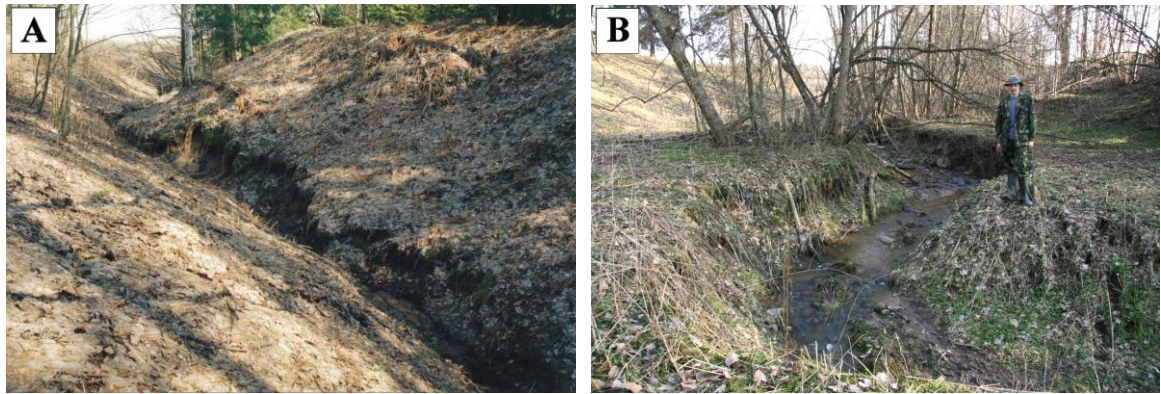
Figure 4.3.2. Correlation between Fournier index for wettest month – July and modified Fournier index within the study area (results of statistical analysis of climate input parameters aggregated in *MS Excel* data base „GRAVAS_METEODATI”)

Norādītajam ir iespējami vairāki skaidrojumi. Pirmkārt, gravu erozijas norises iespējamības novērtējums, balstoties uz reģistrētajiem klimatiskajiem datiem neietver paleoklimatisko situāciju, kāda, piemēram, varēja eksistēt Atlantiskajā laikā ar augstākām nokrišņu daudzuma vērtībām (Dreibrodt, 2005) un attiecīgi ar augstāku „klimata erozīvo agresivitāti”. Otrkārt, pētītajā teritorijā daļa no nokrišņiem izkrīt cietā veidā un ziemas periodā neveido noteci, bet kušanas laikā akumulētais ūdens daudzums atbrīvojas relatīvi īsā laika sprīdī, veidojot ļoti intensīvu noteci ar augstu erozijas potenciālu (Soms and Gruberts, 2008). Treškārt, kā tas ir analizēts nākamajā promocijas draba nodaļā „Gravu evolūcijas procesa īpatnības un ekstremālu hidroloģiski-meteoroloģisko faktoru nozīme gravu attīstībā”, gravu attīstībā ievērojami lielāka nozīme ir ekstrēmām lietusgāzēm, kuras vidējo daudzgadīgo klimatisko datu aprēķinu gaitā faktiski tiek noreducētas.

4.4. Gravu evolūcijas procesa īpatnības un ekstremālu hidroloģiski-meteoroloģisko faktoru nozīme gravu attīstībā

Līdz ar ūdens erozijas veidoto reljefa formu savstarpēji saistītās ģenētiskās rindas „izskalojumvaga – grava – sengrava – upes ieleja” koncepcijas ieviešanu 19. Gs. beigās (Dokuchyaev, 1878), fluviālā reljefa vidējformu evolūcija turpmākajos pētījumos tiek apskatīta kā ilgstošs un pakāpenisks attīstības process. Tomēr zinātniskā literatūrā sniegtās ziņas par gravu attīstības dinamiku (Kosov and Nikolskaya, 1984; Sidorchuk, 1999; Nachtergaele *et al.*, 2002) norāda, ka pieņēmums par fluviālās erozijas formu pakāpenisku attīstību vispārējos vilcienos attiecināms tikai uz šīs ģenētiskās rindas beidzamo posmu, t.i. upju ielejām. Savukārt gravām temporālā jeb vēsturiskā griezumā raksturīgas lēcienveida izmaiņas erozijas–akumulācijas procesu norisē, kad salīdzinoši īsus iegraušanos un dziļumerozijas aktivizācijas laikposmus nomaina ilgstoši nogulumu uzkrāšanās un gultnes aizpildīšanās periodi (Harvey *et al.*, 1985). To apstiprina arī autora veiktie pētījumi (Soms, 2010a).

Zinātnieku veiktajos empīriskos pētījumos un modelēšanas gaitā ir iegūti dati par gravu evolūcijas dinamiku un dziļumerozijas procesu reaktivizēšanos izraisošajiem faktoriem lauksaimnieciski apstrādājamās zemēs lesa nogulumu izplatības joslā Rietumeiropā (Nachtergaele *et al.*, 2002; Vanwallegem *et al.*, 2005b) un Ziemeļamerikā (Thomas *et al.*, 2004), melnzemes reģionā Ķīnā (Wu *et al.*, 2008), kā arī mežastepes zonā Krievijas rietumu daļā (Panin *et al.*, 2009). Tomēr salīdzinoši maz ir veikti līdzīga rakstura pētījumi (Vanwallegem *et al.*, 2003; Vanwallegem *et al.*, 2005a) par gravu veidošanos un to tālāku attīstību tajās teritorijās ziemeļrietumu Eiropā un Latvijā, ko klāj meža veģetācija. Neskatoties uz plaši izplatītu viedokli (Schwab *et al.*, 1993; Fangmeier *et al.*, 2005; Valentin *et al.*, 2005) par kokaugu segu kā vienu no nozīmīgākajiem gravu eroziju novērsošajiem faktoriem, autora veikto pētījumu gaitā apmežotās gravās daudzos gadījumos ir konstatēti jauni dziļumerozijas un sānu erozijas aktivizācijas iecirkņi (4.4.1.attēls). Tas ir zināmā pretrunā ar augstāk minēto viedokli par veģetācijas aizsargājošo lomu, kā arī norāda uz erozijas procesu atjaunošanās iespējamību arī apmežotās un relatīvi stabilās reljefa formās.



4.4.1.attēls. Dziļumerozijas procesu atjaunošanās apmežotās vecgravās intensīvas sniega kušanas ietekmē 2000.g. pavasarī platveida paugura nogāzē, Burzavas pauguraine (A) un pēc ilgstošas lietusgāzes 2005.g. maijā Lazdukalna upītes ielejas nogāzēs, Augšzemes augstiene (B). foto J.Soms

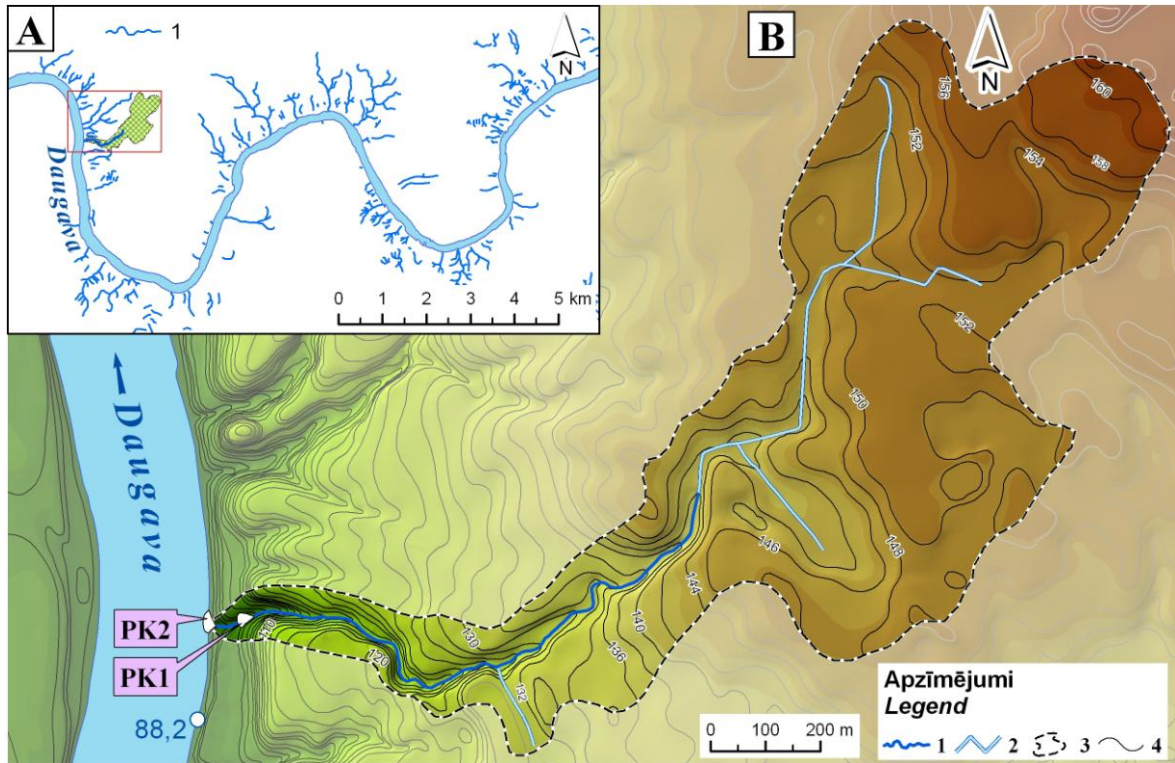
Figure 4.4.1. Reactivation of downcutting process in old gullies under forest on the slope of plateau-like hill, Burzava (A) resulting from intense snow thawing in spring of 2000, and on the slope of the river Lazdukalna, Augšzeme upland (B) after excessive rainfall in May 10, 2005. photo J. Soms

Līdz ar to, gan no zinātniskā viedokļa, gan no teritorijas plānošanas un ģeoloģiskā riska pārvaldības viedokļa, ir būtiski noskaidrot apstākļus un faktoros, kuri var izraisīt ūdens erozijas reaktivizāciju ar mežu klātās nogāzēs vai apmežotās, lineāri izstieptās negatīvajās formās. Vienlaicīgi ir jāatzīmē, ka globālo vides apstākļu izmaiņu kontekstā, ņemot vērā klimata nākotnes scenāriju modelēšanas prognozētās nokrišņu sezonālā sadalījuma izmaiņas un ekstrēmu lietusgāžu iespējamo biežāku atkārtošanos gan Baltijas reģionā (Lehner *et al.*, 2001; BAAC Author Team, 2008), gan arī lokālā mērogā Latvijā (Bethers and Sennikovs, 2009), nepieciešams veikt lineārās erozijas atjaunošanās un pastiprināšanās iespējamo palaidējmehānismu izpēti un seku novērtējumu.

Apskatot ar mežu klātās nogāzes un gravas kā formas, uz kurām veģetācijas klātbūtne novērš koncentrētas virsmas noteces veidošanos un lineārās erozijas norisi klimatiskajai normai atbilstošu meteoroloģisko faktoru iedarbības rezultātā, ir jāpieņem, ka gravu gultņu un krastu izskalošana ir ģeomorfoloģiska atbildes reakcija uz ekstremālu hidrometeoroloģisko parādību, piemēram, zema nodrošinājuma (1 – 5%) intensīvu lietusgāžu norisi vai ļoti ātru liela sniega apjoma izkušanu gravas sateces baseinā.

Lai gūtu pilnīgāku ieskatu ieskicētajā jautājumā lokā, tika veikti lauka pētījumi tajās gravās Daugavas senlejas Krāslavas-Naujenes posmā, kurās 2005.g. maija lietavas izraisīja erozijas reaktivizāciju (Soms, 2010a). Šajās pastāvīgajās gravās ekstrēmi hidrometeoroloģiskie faktori izraisīja virkni ģeomorfoloģiska rakstura izmaiņu, tajā skaitā

dziļumerozijas atjaunošanos un garenprofila deformācijas, nogāžu noslīdēšanu un nobrukšanu, jaunu proluviālo izneses konusu veidošanos gravu lejtecēs un ievērojama drupu materiāla apjoma pārnese uz uztverošo ūdensteci., t.i. uz Daugavu. Kompleksu morfometrisko, ģeoloģisko un hidrometeoroloģisko pētījumu veikšanai, kā arī erozijas palaidējmehānismu modelēšanai tika izvēlēta vienā no šādām tipiskām, ar mežu klātām gravām – Peščanij ručej grava (4.4.2.attēls; 4.4.1. tabula)



4.4.2.attēls. Pastāvīgo gravu erozijas tīkla daļa un Peščanij ručej gravas lokalizācija Daugavas senlejā (A) un Peščanij ručej gravas sateces baseina topogrāfija ar 2 m griezuma horizontāļu zīmējumu un digitālā reljefa modeļa pamatni (B)

1 = gravas ievalks; 2 = meliorācijas grāvji; 3 = sateces baseins; 4 = horizontāles; PK1 = augšējais proluviālo nogulumu izneses konuss; PK2 = augšējais proluviālo nogulumu izneses konuss

Figure 4.4.2. Part of network of permanent gullies and allocation of Pescanij Rucej gully in the Daugava Valley (A), and topography of Pescanij rucej catchment with contour interval 2 m and shaded digital elevation model in the background (B)

1 = gully channels; 2 = melioration ditches; 3 = gully catchment; 4 = contour lines; PK1 = upper sediment fan of the gully; PK2 = lower sediment fan of the gully

Ekstraordinārs nokrišņu daudzuma ziņā bija 2005.g. maija mēnesis, kļūstot par astoto ar nokrišņiem visbagātāko maija mēnesi Latvijā kopš 1923.g un par nokrišņiem visbagātāko maija mēnesi Daugavpils meteoroloģiskās stacijas nokrišņu novērojumu vēsturē (LVĢMC, 2009). Mēneša nokrišņu daudzums Latvijas dienvidaustrumu daļā

vietām vairāk kā 4 reizes pārsniedza normu, pie tam maija pirmās dekādes nokrišņu norma Daugavpilī tika pārsniegta 7 reizes (*ibid.*), daudzviet izraisot plūdus un erozijas procesu pastiprināšanos hidrogrāfiskā tīkla augšējos posmos.

4.4.1. tabula. Peščanij ručej gravas nozīmīgākie morfometriskie raksturlielumi
Table 4.4.1. Main topographical characteristics of Pescanij rucej gully

Morfometriskie raksturlielumi	Skaitliskās vērtības
A (ha)	74,67
L_g (m)	1160
\bar{T}_g ($m \cdot m^{-1}$)	0,044
ΔH (m)	72
D_d ($km \cdot km^{-2}$)	1,72
\bar{S}_A ($m \cdot m^{-1}$)	0,034
P_{vg} (%)	87

A = sateces baseina platība; L_g = gravas garums; \bar{T}_g = gravas ievalka vidējais kritums; ΔH = lokālā erozijas bāze; D_d = erozijas tīkla blīvums gravas sateces baseinā; \bar{S}_A = vidējais kritums gravas augštecei piegulošajā sateces baseinā; P_{vg} = ar meža veģetāciju segtā gravas daļa.

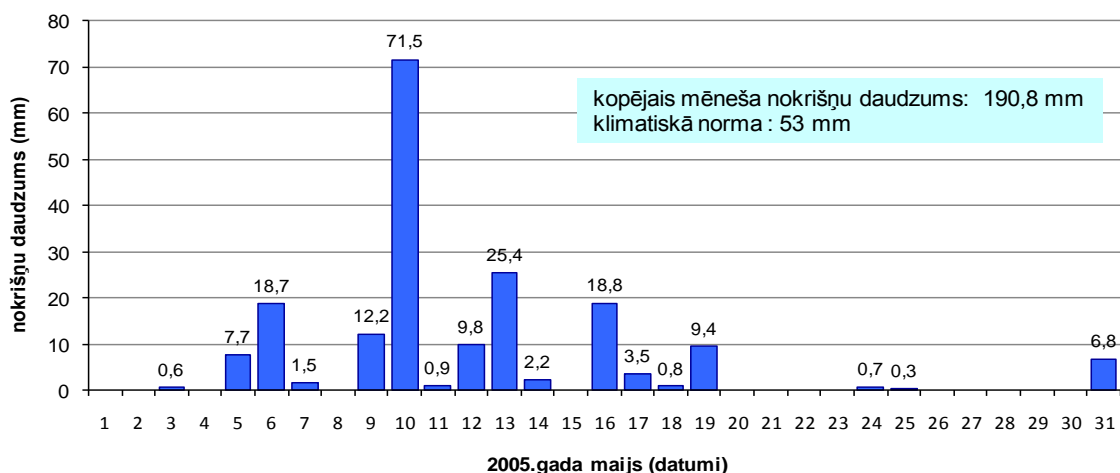
A = catchment area; L_g = gully length; \bar{T}_g = gully thalweg mean gradient; ΔH = difference in local topography; D_d = drainage density of gully network within catchment; \bar{S}_A = mean slope of gully channel contributing area; P_{vg} = proportion of gully length under canopy vegetation cover

Lineārās erozijas procesu sākotnējā izraisīšanā vai dziļumerozijas un sānu erozijas atjaunošanā un šo procesu tālākā attīstībā par vienu no būtiskākajiem faktoriem tiek uzskatīts nokrišņu daudzuma un intensitātes kritiskais sliekšnis, kura pārsniegšana izraisa intensīvu virszemes noteci (Wischmeier and Smith, 1958; Renard *et al.*, 1991; Renard *et al.*, 1997). Esošās lineārās erozijas formas tādos gadījumos kalpo par efektīviem šķidrās un cietās noteces ceļiem, pa kuriem ūdens transportēti sedimenti, pārvietojoties no augstākiem hipsometriskiem līmeņiem uz zemākiem, nonāk ielejās un pastāvīgās ūdenstecēs. Kritisko sliekšņvērtību pārsniegšanas rādītāji ir (1) meteoroloģiskie dati par eroziju izraisījušo nokrišņu intensitātes un daudzuma temporālo sadalījumu un (2) ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskie indikatori, piemēram, lēcienveidīgas izmaiņas nogulumu erozijas - akumulācijas procesā gravu gultnēs eroziju izraisīto hidrometeoroloģisko ekstrēmu ietekmē vai izneses konusus akumulētā drupu materiāla granulometriskais sastāvs. Minētā kontekstā meteoroloģisko datu analīze ļauj izdarīt secinājumus par eroziju izraisīto noteces veidošanās mehānismu, respektīvi, vai erozija saistīta ar Hortona tipa noteces veidošanos (Horton, 1945) vai piesātinājuma tipa noteces veidošanos (Poesen, 1992), kā arī konkrētās ekstremālās parādības iespējamo erozijas darba apjomu (Schwab *et al.*, 1993). Savukārt

ģeoloģiski-ģeomorfoloģisko indikatoru izpēte lauka apstākļos sniedz informāciju par lineārās erozijas intensitāti un tās reālajiem apjomiem, kā arī ļauj rekonstruēt eroziju izraisīto ūdensplūsmu hidroloģiskos parametrus gadījumos, kad nav pieejami caurplūdumu tiešo mērījumu dati.

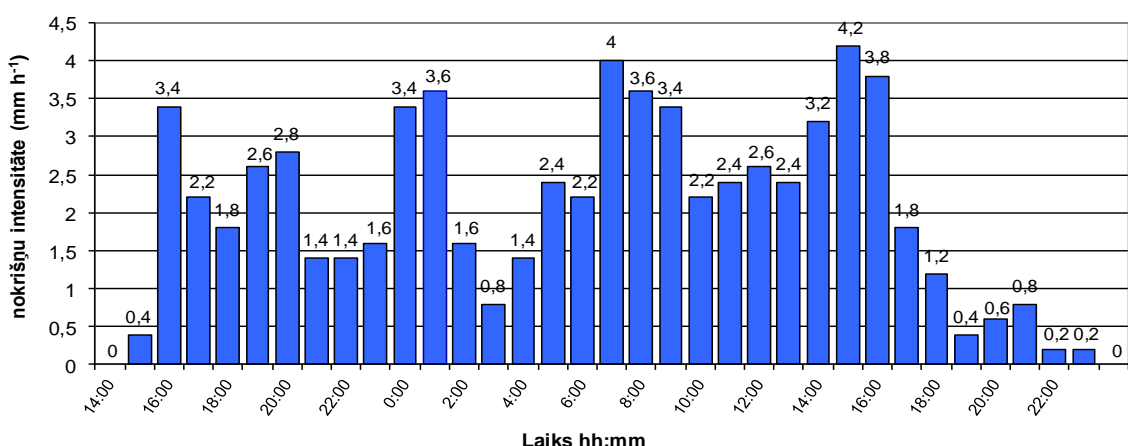
Šādā pētījuma realizācijai sākotnēji bija nepieciešams apkopot hidrometeoroloģisko mērījumu datus un veikt to analīzi, lai noskaidrotu, kurš no hidrometeoroloģiskā ekstrēma faktoriem, t.i. nokrišņu intensitāte, nokrišņu daudzums, Hortona noteces veidošanās vai piesātinājuma noteiktās noteces veidošanās ir izraisījusi erozijas reaktivizēšanos gravās. Šim mērķim tika izmantoti meteoroloģiskajā stacijā „Daugavpils”, kura atrodas 5,6 km attālumā no Peščanij ručej gravas, reģistrētās nokrišņu daudzuma vērtības, ka arī gravas sateces baseina tiešā tuvumā novietotās Vantage Pro 2 (Model 6162) mobilās automātiskās meteoroloģiskās stacijas 2005. gada maija pirmās dekādes reģistrētie dati, kuros bija fiksēta nokrišņu intensitāte. Paralēli ar datu kamerālo apstrādi, lauka pētījumos tika veikta dziļumerozijas un sānu erozijas apjomu novērtēšana, kā arī izneses konusus veidojošā drupu materiāla paraugu ievākšana to turpmākai granulometriskai analīzei laboratorijā. Pēdējais no nosauktajiem pētījumiem tika realizēts saskaņā ar 3.5. nodaļā „Nogulumu granulometriskā analīze” aprakstītajām standartprocedūrām (Goudie *et al.*, 1998; Filipenoks *et al.*, 2006).

Minētajā Peščanij ručej gravas pētījumā iegūto meteoroloģisko datu matemātiskā un grafiskā apstrāde parāda (4.4.3. un 4.4.4. attēls), ka tika pārsniegtas Hortona noteces formēšanās nokrišņu daudzuma un intensitātes kritiskās sliekšņvērtības, respektīvi – izkritušo nokrišņu intensitāte (līdz $4,2 \text{ mm h}^{-1}$) atsevišķos gadījumos (piem. 2005.g. 10.maijā) pārsniedza infiltrācijas ātrumu 1,2 līdz 2 reizes. Vienlaicīgi, pirms tam izkritušo nokrišņu ietekmē, notika augsnes virskārtas un cilmiežu pilnīga piesātināšanās ar ūdeni, kā rezultātā veidojās piesātinājuma determinēta notece. Šo abu faktoru summārās ietekmes rezultātā lielākā daļa gravas sateces baseinā izkritušo nokrišņu nonāca gravas gultnē, lēcienveidīgi pastiprinot erozijas tempus.



4.4.3. attēls. Nokrišņu daudzuma temporālais sadalījums 2005. gada maijā. LVĢMC stacijas „Daugavpils” reģistrētie dati.

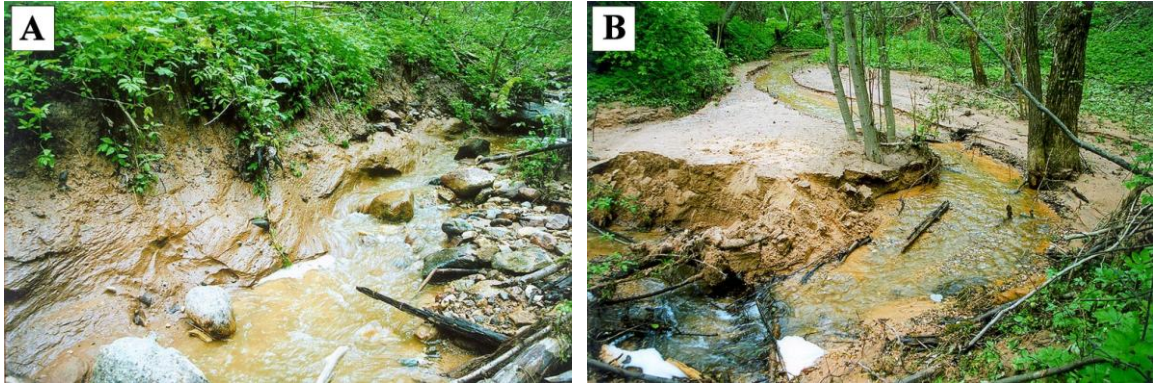
Figure 4.4.3. Temporal distribution of precipitation, May 2005. Data registered in station Daugavpils by Latvian Environment, Geology, and Meteorology Centre.



4.4.4. attēls. Nokrišņu intensitāte 2005. gada 09. un 10. maijā. Mobilās meteostacijas Vantage Pro 2 reģistrētie dati.

Figure 4.4.4. Intensity of rainfall, May 09–10 2005. Data registered by Vantage Pro 2 weather station.

Lauka pētījumos tika konstatēts, ka pēc intensīvajām un ilgstošajām lietavām gravas vidustecē dziļumerozijas rezultātā gultne padziļinājusies par 0,8 – 1,1 m (4.4.5. attēls A), bet lejtecē tā ir aizpildīta ar proluviālajiem nogulumiem 0,7 – 0,8 m biežā slānī (4.4.5. attēls B). Kopējais saskaņā ar formulām 3.4, 3.5 un 3.6 aprēķinātā erodētā materiāla apjoms, ņemot vērā iegrauzuma raksturlielumus, šajā gravā vien tika novērtēts kā 175 – 200 m³ jeb apm. 280 – 320 t (Soms, 2010a).

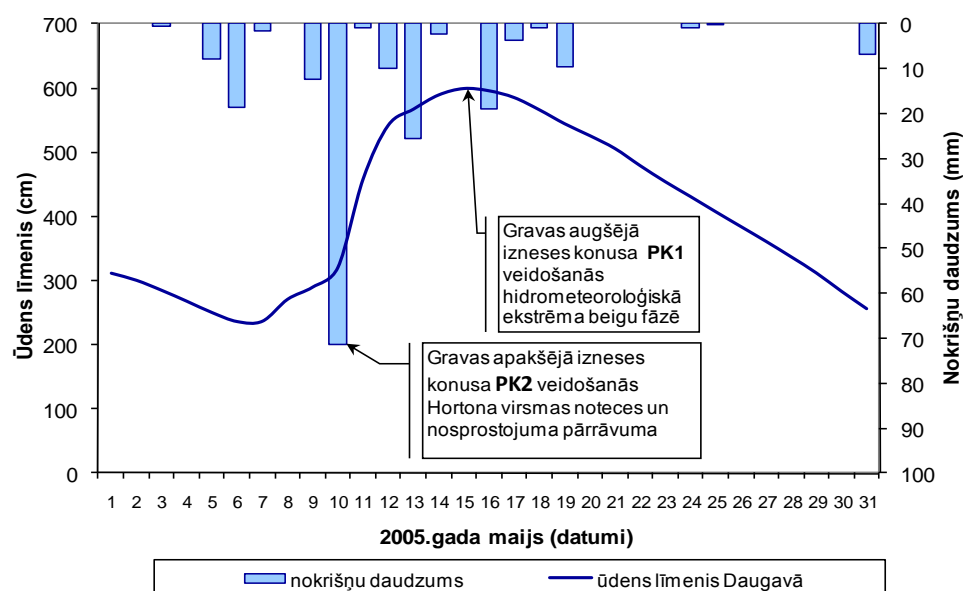


4.4.5.attēls. Iegrauzums ar \square - veida (kastes veida) šķērsprofilu Peščanij ručej gravas vidustecē, kas veidojies maksimālā caurplūduma laikā summējoties ekstrēmas lietusgāzes un pārrāvuma straumes erozīvajai darbībai (A). Augšējais proluviālo nogulumu izneses konuss **PK1** gravas lejtecē, kas veidojies pie Daugavas maksimālā plūdu līmeņa no augštecē erodētā materiāla (B). Foto J.Soms

Figure 4.4.5. Incision with \square - shaped (box-shaped) cross-profile in the middle part of the Peščanij ručej gully resulting from cumulative erosive effect of stream of peak discharge generated by extreme rainfall and flush event (A). Upper sediment fan of the gully formed due to filling of gully at outlet by colluvial sediments as result of up-stream erosion during the maximum flood level in the river Daugava (B). Photo J. Soms

Gravas lejtecē izveidojās divi, atšķirīgos hipsometriskajos līmeņos izvietoti proluviālie izneses konusi – zemāk novietotais jeb apakšējais, kas atbilst lokālajam erozijas bāzes līmenim, respektīvi, Daugavas līmenim īsi pirms plūdiem un kurš izveidojās hidrometeoroloģiskā ekstrēma sākotnējā fāzē un augšējais, kas atbilst lokālajam erozijas bāzes līmenim plūdu laikā Daugavā un kurš izveidojās hidrometeoroloģiskā ekstrēma beigu fāzē (4.4.6. attēls). No šiem izneses konusiem tika ņemti nogulumu paraugi granulometriskajai analīzei – katrā no konusiem 2 kg iesvara paraugi tika ņemti no izneses konusa virsmas un pusē no konusa biezuma. Granulometriskās analīzes rezultāti tika analizēti, saskaņā ar irdeno nogulumu granulometriskajā analīzē plaši izmantojamo statistisko metodi (Folk and Ward, 1957) aprakstot daļiņu vidējo izmēru M_a (formula 3.8) un nogulumu veidu, šķirotības pakāpi σ (formula 3.9), un daļiņu granulometriskā sadalījuma simetriju Sk (angl. *skewness*) (formula 3.10) (skat. 3.5. nodaļu).

Granulometriskās analīzes un datu statistiskās apstrādes rezultāti (4.4.2. tabula) parāda, ka apakšējā izneses konusā akumulētie nogulumi ievērojami atšķiras no tiem, kas akumulēti augšējā konusā (4.4.7. un 4.4.8.attēls).



4.4.6. attēls. Nokrišņu daudzuma un Daugavas ūdens līmeņa svārstību temporālais sadalījums 2005. gada maijā un ar to saistītā gravas izneses konusu veidošanās hidrometeoroloģiskā ekstrēma ietekmē. LVĢMC hidroloģiskā posteņa „Daugavpils” reģistrētie dati. “0” līmenis atbilst 85,78 m v.j.l.

Figure 4.4.6. Temporal distribution of amount of precipitation and fluctuations of water level in the Daugava River in May 2005 and associated formation of sediment fans at the gully outlet caused by hydrometeorological extreme. Data registered in hydrological station Daugavpils by Latvian Environment, Geology, and Meteorology Centre. At “0” water level mark corresponds to 85.78 m a.s.l.

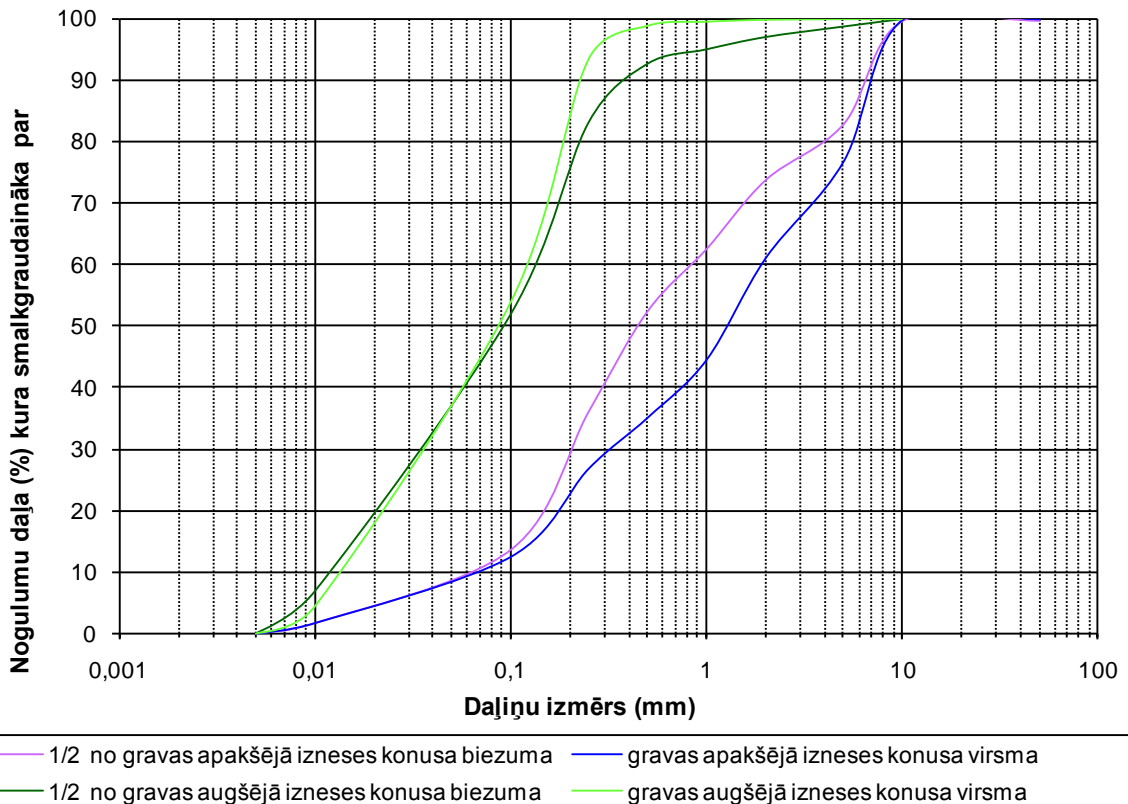
4.4.2. tabula. Peščanij ručej gravas izneses konusus veidojošo nogulumu granulometriskās analīzes un datu statistiskās apstrādes rezultāti. Iedalījums grupās atkarībā no statistisko parametru vērtībām saskaņā ar Folk & Ward (1957) klasifikāciju

Table 4.4.2. Results of granulometric analysis and statistical processing of data of sediments from Pescanij rucej gully fans. Division into groups depending on statistical parameters according to Folk and Ward (1957)

Parau-gu sērijas Nr.	Deskriptors							Nogulumu veids		Šķirotības pakāpe		Daļiņu sadalījuma simetrija	
	Φ_5	Φ_{16}	Φ_{25}	Φ_{50}	Φ_{75}	Φ_{84}	Φ_{95}	M_a vid.	raksturojums pēc M_a vid.	σ	raksturojums pēc σ	Sk	raksturojums pēc Sk
1.	0,92	1,30	1,51	2,10	2,56	2,79	3,28	2,06	smalkgraudaina smiltis	0,73	vidēji labi šķirotis materiāls	-0,04	gandrīz simetrisks
2.	-0,91	0,95	1,31	2,05	2,58	2,83	3,55	1,94	vidējgraudaina smiltis	1,15	vidēji šķirotis materiāls	-0,25	nobīde rupjgraudainās frakcijas virzienā
3.	-5,17	-4,05	-3,15	-1,45	1,15	1,73	2,68	-1,26	grants un oļi	2,63	ļoti vāji šķirotis materiāls	0,08	gandrīz simetrisks
4.	-4,95	-3,45	-2,42	0,21	1,48	1,85	2,67	-0,46	stipri rupjgraudaina smiltis	2,48	vāji šķirotis materiāls	-0,37	stipra nobīde rupjgraudainās frakcijas virzienā

Paraugu sērijas: **1.** = gravas augšējā izneses konusa virsma; **2.** = 1/2 no gravas augšējā izneses konusa biezuma; **3.** = gravas apakšējā izneses konusa virsma; **4.** = 1/2 no gravas apakšējā izneses konusa biezuma

Series of samples: **1.** = at surface of upper sediment fan of the gully; **2.** = at 1/2 depth of upper sediment fan of the gully; **3.** = at surface of lower sediment fan of the gully; **4.** = at 1/2 depth of lower sediment fan of the gully

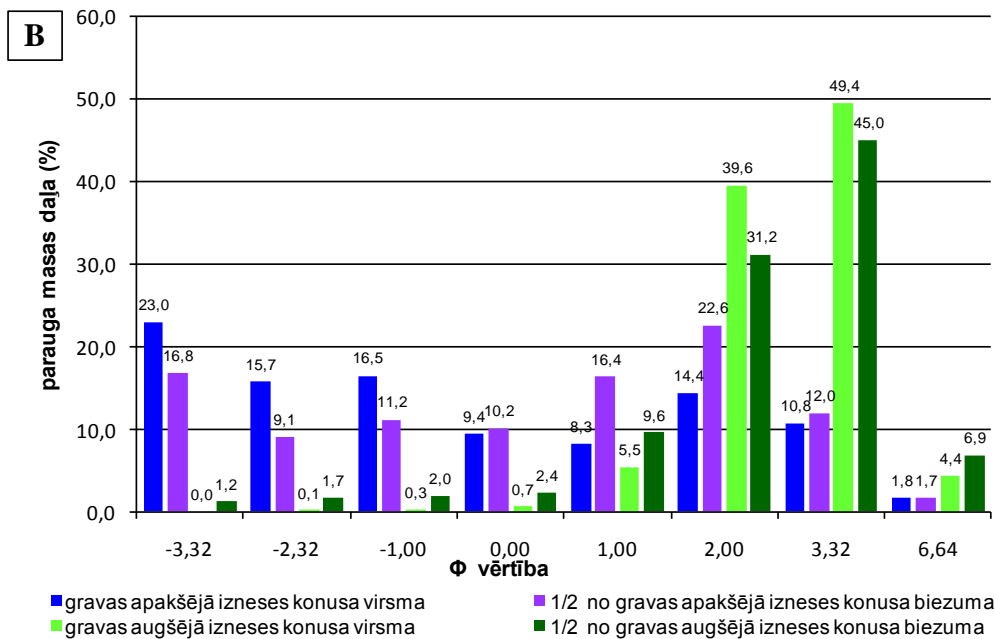
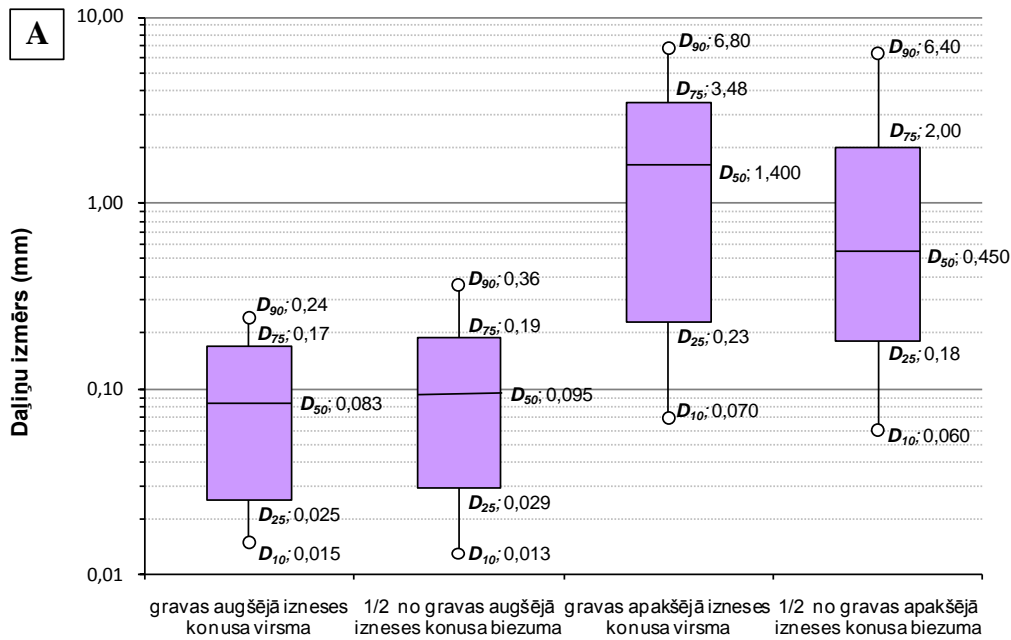


4.4.7. attēls. Kumulatīvās nogulumus veidojošo daļiņu izmēru sadalījuma līknes Peščanij ručej gravas apakšējam un augšējam izneses konusam.

Figure 4.4.7. Cumulative sediment grain size distribution curves for the lower and the upper sediment fans of the Pescanij Rucej gully.

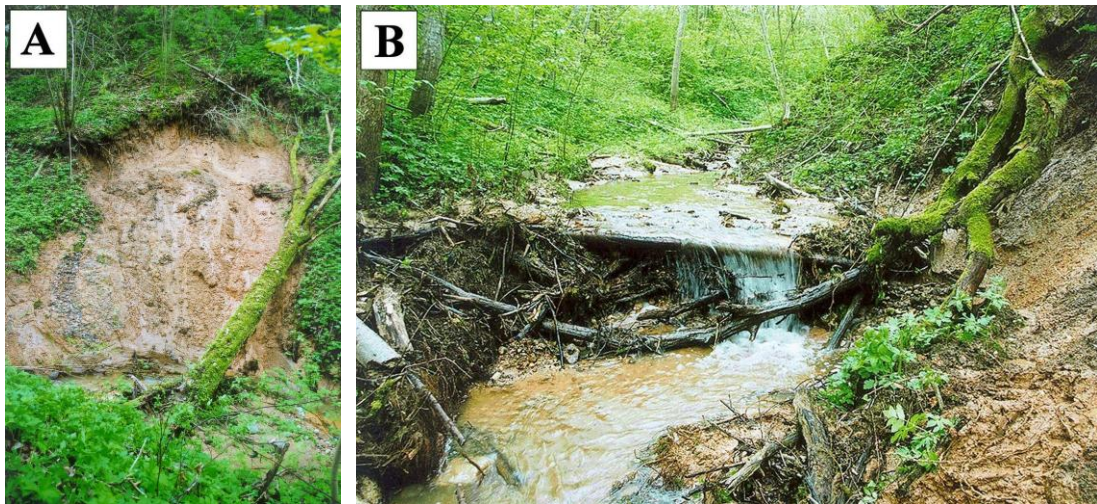
Augšējā izneses konusā akumulētā materiāla lielāko daļu veido smalkgraudaini, 0,025–0,15 mm frakcijas nogulumi, savukārt apakšējais izneses konuss pamatā veidots no vāji šķirota rupjgraudaina materiāla, kurā turklāt apm. 10–12% pēc masas ir grants, oļi un pat oļakmeņi.

Datu interpretācija, izmantojot Hjulstroma (1935) nomogrammu, parāda, ka šāda liela izmēru ($d > 50$ mm) atlūzu transportam (pārvelšanas režīmā) nepieciešamais straumes ātrums ir tuvs 8 m s^{-1} . Šādas intensitātes ūdensplūsmas gravā nevarēja veidoties tiešās noteces rezultātā, bet gan kā īslaicīgas pārrāvumu straumes, t.i. ūdens masām uzkrājoties nogāžu procesa radītā nosprostojuuma rezervuārā un īsā laika sprīdī pārraujot drupiežu dambi. Šo apgalvojumu apstiprina nogāžu procesu pēdas gravas nogāzēs (4.4.9.attēls A) un noslīdeņu un noplūdeņu ķermeņu un sanesu veidoto aizdambējumu paliekas gravas gultnē (4.4.9.attēls B).



4.4.8. attēls. (A) Dažādu izmēru daļiņu sastopamības frekvenču apgabali jeb kvartilas Peščanij ručej gravas apakšējam un augšējam izneses konusam, kur apgabals no D_{25} līdz D_{75} parāda diapazonu, kurā ietverti 50% no visām atšķirīgu izmēru daļiņām paraugā, un D_{50} raksturo daļiņu izmēru vidēji statistisko vērtību. (B) Dažādu granulometrisku frakciju daļiņu procentuālais īpatsvars Peščanij ručej gravas apakšējā un augšējā izneses konusa nogulumos, kur $\Phi = -3,32$ pie $d = 10$ mm un $\Phi = 6,64$ pie $d = 0,01$ mm.

Figure 4.4.8. (A) Box-and-whisker plots for distribution of particles of different size within the lower and the upper sediment fans of the Pescanij Rucej gully, where box from D_{25} to D_{75} encompasses 50% of particles of all sizes, and D_{50} represents median particle diameter. (B) Proportion of particles of different grain size classes within the lower and the upper sediment fans of the Pescanij Rucej gully, where $\Phi = -3,32$ if $d = 10$ mm and $\Phi = 6,64$ if $d = 0,01$ mm.



4.4.9.attēls. Sekla noslīdeņa atrāvuma siena gravas nogāzē (A) un sanesu veidota nosprostojuma paliekas (B), aizdambējums veidojies ar veģetāciju klātas nogāzes daļai noslīdot gravas gultnē. Foto J.Soms

Figure 4.4.9. Scarp of shallow landslide on gully sidewall (A) and remnants of woody debris dam in the gully channel formed by vegetation-covered slope failure (B). Photo J. Soms

Nogāžu procesu aktivizēšanos visdrīzāk izraisīja gravas nogāzes veidojošo mālaino iežu piesātināšanās ar ūdeni, pazemes ūdeņu hidrodinamiskā spiediena pieaugums (grava kā pazemes ūdeņu atslodzes zona), nogāzes apakšējās daļas izskalošana krastu erozijas norises gaitā un statiskās slodzes pieaugums uz iežu masas pieauguma rēķina, tiem piesātinoties ar ūdeni. Meža veģetācijas klātbūtne gravas nogāzēs šajā gadījumā ir nevis aizkavējusi nogāžu un erozijas procesu norisi, bet gan to veicinājusi. Koku stumbru svars un tā radītais papildus lejupvērstais spēka vektors veicinājis nogāzes bloka pārvietošanos pēc tam, kad nogāzi veidojošie ieži bija piesātināti ar ūdeni un bija samazinājusies iekšējā berze. Tādējādi var secināt, ka veģetācijas klātbūtne relatīvi stabilās fluviālās erozijas formās, kādas ir vecgravas, klimatiskajiem normai atbilstošos hidrometeoroloģiskajos apstākļos novērš erozijas reaktivizāciju. Savukārt ekstrēmu lietusgāžu laikā ar kokiem apaugušās nogāzēs paaugstinās nogāžu procesu risks, kas savukārt paaugstina nosprotojumu un to pārrāvumu straumju veidošanās iespējamību un netieši veicina erozijas reaktivizēšanos (Soms, 2006b).

Pēc autora iniciatīvas Peščanij ručej gravā kopš 1999. gada tiek veikts gultnes erozijas monitorings (gultnē fiksēti un nivēlēšanas gājienā pie garenprofila piesaistīti †-

veida metāla marķieri) un laikaposmā līdz 2005. gadam erozijas-akumulācijas procesu ietekmē gultnes padziļināšanās vai aizpildīšanās ir bijusi ± 3 līdz 4 cm robežās, respektīvi, gravas gultnes stāvoklis faktiski ir bijis stabils un grava kā erozijas forma nav attīstījusies. Vispārinot minēto varam nonākt pie secinājuma, ka gravu attīstībai ir izteikti lēcienveidīgs raksturs, kad hidrometeoroloģisko ekstrēmu ietekmē veidojoties intensīvai virszemes notecei, ļoti strauja gravu gultnes iegraušānās un intensīva regresīvā erozija norisinās salīdzinoši īsā laika sprīdī, kuram sekos daudzu gadu vai pat gadu desmitu relatīva miera periods, kura ietvaros dziļumerozija praktiski nenotiek.

Tādējādi konkrētajā gadījumā veiktie pētījumi apstiprina vienu no aizstāvēšanai izvirzītajām tēzēm par to, ka gravu veidošanās un to tālākas attīstības procesā izšķirošā nozīme ir ekstremāliem hidroloģiski-meteoroloģiskajiem faktoriem, kuri īslaicīgi izraisa augstas intensitātes erozijas procesus un jaunu formu veidošanos vai erozijas reaktivizāciju jau esošajās formās, savukārt klimatiskajai normai atbilstošu meteoroloģisko faktoru ietekmē gravās erozija faktiski nenotiek (Soms, 2010a).

5. DISKUSIJA

Gravu erozijas procesa dinamikas un klimata izmaiņu savstarpējās saistības pētījumiem veltītajās mūsdienu publikācijās (piem. Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005; Panin *et al.*, 2009) un pārskata rakstos (Dotterweich, 2008) tieši klimatiskie faktori tiek izcelti dabisko faktoru grupā kā nozīmīgākie, kuri izraisa eroziju un gravu veidošanos cilvēka pārveidotā un lauksaimnieciski apgūtā ainavvidē (Vanwalleghem *et al.*, 2005a) vai pat ar meža veģetāciju nosegtās teritorijās (Parkner *et al.*, 2007). Kopš pagājušā gs. otrās puses, kad tika likti zinātniskie pamati ūdens erozijas riska kvantificēšanai un tiek ieviestas nokrišņu erozivitātes (angl. *rainfall erosion index*, Wischmeier and Smith, 1958) un nokrišņu daudzuma kritisko sliekšņvērtību koncepcijas (angl. *rainfall thresholds*, Reed, 1979), klimatisko faktoru rindā tieši nokrišņi tiek uzskatīti par galveno lineārās erozijas virzītājspēku (angl. *driving force*, Vanwalleghem *et al.*, 2005a). Lai gan augstas intensitātes nokrišņu izkrišana un to izraisītas t.s. Hortona virsmas noteces veidošanās zinātnieku aprindās ir vispāratzīts priekšnoteikums gravu attīstības sākumam (Poesen *et al.*, 2003), mazāk vērības ir piegriezts klimatisko faktoru nozīmei izveidojušos gravu turpmākajā evolūcijā. Proti, zinātniskā literatūrā sniegtās ziņas par gravu attīstības dinamiku (Kosov and Nikolskaya, 1984; Sidorchuk, 1999; Nachtergaele *et al.*, 2002) raksturo šo procesu kā pakāpenisku gravu morfometrisko parametru, t.i. garuma, platuma un dziļuma pieaugumu, gultnē koncentrējoties lietus vai sniega kušanas ūdeņiem.

Tomēr autora iegūtie gravu gultnes erozijas monitoringa dati parādīja, ka klimatiskajai normai atbilstošu meteoroloģisko faktoru ietekmē erozijas-akumulācijas procesu norise un gultnes padziļināšanās vai aizpildīšanās laikposmā no 1999. līdz 2005. gadam ir bijusi dažu cm robežās, respektīvi, gravas gultnes stāvoklis faktiski ir bijis stabils. Savukārt 2005. gada maijā tika konstatēts, kad pēc viena hidrometeoroloģiska ekstrēma – nepārtrauktām lietavām divu dienu garumā ar summāro nokrišņu daudzumu 83 mm gravas vidustecē dziļumerozijas rezultātā gultne padziļinājies par 0,8 – 1,1 m, bet lejtecē tā ir aizpildīta ar proluviālajiem nogulumiem 0,7 – 0,8 m biezā slānī (Soms, 2010). Vispārinot minēto varam nonāktam pie secinājuma, ka gravu attīstībai ir izteikti lēcienveidīgs raksturs, kad hidrometeoroloģisko ekstrēmu ietekmē veidojoties intensīvai virszemes notecei, ļoti strauja gravu gultnes iegrauššanās un intensīva regresīvā erozija norisinās salīdzinoši īsā laika sprīdī, kuram seko daudzu gadu vai pat gadu desmitu relatīva miera

periods, un kura ietvaros dziļumerozija praktiski nenotiek. Tādējādi konkrētajā gadījumā veiktie pētījumi apstiprina vienu no aizstāvēšanai izvirzītajām tēzēm par to, ka gravu veidošanās un to tālākas attīstības procesā izšķirošā nozīme ir ekstremāliem hidroloģiski-meteoroloģiskajiem faktoriem, kuri īslaicīgi izraisa augstas intensitātes erozijas procesus un jaunu formu veidošanos vai erozijas reaktivizāciju jau esošajās formās, savukārt klimatiskajai normai atbilstošu meteoroloģisko faktoru ietekmē gravās erozija faktiski nenotiek. Šīs likumsakarības konstatēšana ļauj izvirzīt pieņēmumu par erozijas procesu aktivizēšanos dienvidaustrumu Latvijā nākamajos 50 – 100 gados, ņemot vērā klimata nākotnes scenāriju modelēšanas prognozētās temperatūras un nokrišņu sezonālā sadalījuma izmaiņas, kā arī ekstrēmu lietusgāžu biežāku atkārtošanos gan Baltijas reģionā (BACC Author Team, 2008), gan arī lokālā mērogā (Bethers and Sennikovs, 2009). Tas nozīmē, ka atbildīgajām valsts un pašvaldību institūcijām plānošanas dokumentos ir nepieciešams paredzēt pasākumu ieviešanu, kas vērsti uz ūdens erozijas riska samazināšanu un augsnes resursu saglabāšanu.

Daudzās publikācijās, kuras veltītas gravu eroziju ietekmējošo faktoru analīzei (Burkard and Kostaschuk, 1995; Prosser, 1996; Vandekerckhove *et al.*, 2000; Chaplot *et al.*, 2005) un šī procesa vēsturiskās dinamikas zinātniskajai izpētei (Bork and Lang, 2003; Dotterweich, 2005), kā arī gravu erozijai veltītajos pārskata rakstos (Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005), vairākums zinātnieku akcentē cilvēka darbības tiešo vai netiešo ietekmi kā galveno vai vienu no nozīmīgākajiem gravu eroziju izraisošajiem faktoriem holocēnā. Arī pētītajā teritorijā atsevišķos gadījumos ir konstatēta antropogēnās ietekmes izraisīta gravu erozija, kas saistīta ar nogāžu apstrādi vai tehnogēnu pārveidi, lejup pa nogāzi vērstu mākslīgu mikroreljefa padziļinājumu izveidošanu, virszemes un pazemes noteces koncentrēšanu meliorācijas sistēmās un noteces novadīšanu uz nogāzēm. Tomēr, nenoliedzot antropogēnos faktorus kā lineāro eroziju veicinošos vai pastiprinošos, autora pētījumi parāda, ka dienvidaustrumu Latvijā gravu tīkla sākotnējo attīstību vēsturiskā griezumā noteikuši klimatiskie un ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskie faktori. To apstiprina gan ¹⁴C datējumi, gan netieši pierādījumi, respektīvi, proluviālo nogulumu uzkrāšanās ātruma autora empīriski noteiktās vērtības un dati par gravās akumulētā materiāla slāņa biezumu, kā arī paleohidroloģiskās situācijas modelēšanas gaitā iegūtā informācija par vides apstākļiem, kādos varēja norisināties gravu veidošanās ar lauka pētījumos konstatētajiem morfometriskajiem parametriem (Soms un Kalniņa, 2010 *in press*).

Tā piemēram, Daugavas senielejā sengravu atmiršana pēc radiooglekļa datējumiem saistāma ar subatlantiskā laika vidus posmu pirms apm. 2000 gadiem, kas saskan arī ar datiem par konstatētā biežuma proluviālo nogulumu veidošanos pie vidējā akumulācijas ātruma $0,0011 \text{ m a}^{-1}$ (Soms un Kalniņa, 2010 *in press*). Savukārt no paleohidroloģiskās situācijas modelēšanas izriet, ka dziļo un plato ($> 10 \text{ m}$) gravu izveidei nepieciešamās noteces ar vērtībām virs 48 m s^{-3} veidošanās holocēnā klimatisko faktoru ietekmē ir ļoti maz ticama (Soms un Kalniņa, 2010 *in press*). Tādā gadījumā, iespējams, garo un dziļo sengravu veidošanās saistīta ar ledāja kušanas ūdeņu straumju erodējošo darbību leduslaikmeta beigu posmā, kad no augstieņu apvidiem pēkšņu uzplūdienu veidā uz Daugavas senieleju noplūda lokālu sprostezeru ūdeņi. Uz morfoloģisku līdzīgu formu iespējamo pleistocēna vecumu norāda arī vairāki citi zinātnieki, kuri pētījuši sengravas Rietumeiropā (Langohr and Sanders, 1985), Polijas ZA daļā (Smolska, 2007) un Krievijas centrālajā daļā (Panin *et al.*, 2009).

Arī arheoloģiskie dati (Denisova, 1989; Berga, 2007) neapstiprina gravu erozijas tīkla antropogēno ģenēzi, jo baltu ciltis, kuras plaši sāka pielietot līdumu zemkopību un varēja izraisīt erozijas aktivizēšanos, pētījumu teritorijā apmetās vidējā dzelzs laikmetā, ca. V līdz IX gadsimtā AD, asimilējot vai izspiežot no dienvidaustrumu Latvijas somugru mednieku un vācēju ciltis. Tomēr balti, ierīkojot nocietinātas apmetnes vai pilis, bieži vien izvēlējās „dabiski fortificētas” vietas, tajā skaitā gravu saposmotas nogāzes. No tā savukārt izriet, ka gravas ir eksistējušas jau pirms intensīvas antropogēnās ietekmes un tām ir dabiska cilme.

Kartogrāfiskā materiāla analīze parāda, ka pēdējo vairāk nekā 100 gadu periodā gravu gultņu garums regresīvās erozijas gaitā nav ievērojami pieaudzis (Soms un Segliņš, 2010 *in press*), lai gan minēto laikposmu raksturo intensīva zemju lauksaimnieciskā apstrāde un apguve (Strods, 1992).

Nedaudz atšķirīga situācija ir platoveida pauguru etalonteritorijā. Ņemot vērā to, ka platoveida pauguru izlīdzinātā virsma, bezakmeņu mālu augsnes cilmieži un uz to pamata veidojušās auglīgās karbotnātiskās augsnes veidoja priekšnoteikumus lauksaimnieciskai zemes apstrādei, var pieņemt, ka gravu veidošanās saistīta ar intensīvu līdumu līšanu un tīrumu iekopšanu laika posmā no IX līdz X gadsimtam (Strods, 1992), taču lai pārbaudītu šo pieņēmumu, nepieciešama proluviālo nogulumu vecuma noteikšana ar pietiekoši precīzām izotopu (piemēram, ^{14}C) metodēm. Tas ļautu atbildēt uz jautājumu, vai gravas ir vecākas par līdumu zemkopības vēsturisko sākumu un ar to saistīto mežu platību

samazināšanos un augsnes lauksaimniecisko apstrādi konkrētajā teritorijā, un tādējādi var tikt uzskatītas par dabiskas ģenēzes erozijas formām.

Vienlaicīgi jāatzīmē, ka pasaulē līdz šim nav izstrādāta unificēta metodoloģija senā pagātnē atmirušu gravu veidošanās vecuma noteikšanai pēc tajās akumulētajiem nogulumiem un esošās pieejas šī jautājuma risināšanā parāda, ka datu iegūšanas process ir komplicēts (Dotterweich, 2005; Leopold and Völkel, 2006; Panin *et al.*, 2009) un dažos gadījumos metodiskā ziņā pat problemātisks (Dotterweich, 2008). Izmantojot tādas holocēna nogulumu datēšanai piemērotas metodes (Roberts, 2002) kā ^{14}C , termoluminiscenci, optiski stimulētā luminiscenci un sporu-putekšņu analīzi proluviālo nogulumu vecuma noteikšanai, tiek iegūti rezultāti, kuri ne vienmēr atspoguļo reālo erozijas formas veidošanās laiku (Lang and Hönscheidt, 1999). Iemesli tam ir vairāki, kā galvenos varētu minēt sekojošos: (1) proluviālie nogulumi veidojas gravā vai tās izneses konusā akumulējoties materiālam, (i) kurš ir izskalots vai pārskalots gultnes dziļumerozijas un sānu erozijas gaitā, (ii) kurš nonācis gultnē gravigēno procesu un plakniskās noskalošanās rezultātā no gravas nogāzēm vai arī (iii) attransportēts no sateces baseina virsmas, līdz ar to vienā stratigrāfiskā slānī var tikt izgulsnēti gan ļoti jauni, gan daudz vecāki dažāda granulometriskā sastāva drupu ieži, tas pats attiecas uz sporām; putekšņiem, augu makroatliekām un cita veida organiku, kuru var izmantot datēšanai; (2) sengravās atjaunojoties dziļumerozijas procesiem ekstrēmu hidrometeoroloģisko faktoru ietekmē, jau esošajos proluviālajos nogulumos ļoti īsā laikā var veidoties iegrauzumi, kuri sekundāri var tikt aizpildīti ar ievērojami jaunāku materiālu (Vanwalleghem *et al.* 2005b; Soms 2010), tādējādi „atjauninot” proluviālos nogulumus; (3) minētie ekstrēmi hidrometeoroloģiskie faktori var izraisīt noslīdeņu nosprostojumu veidošanos gravu gultnēs un to pārrāvumu inducētas īslaicīgas, bet intensīvas uzplūdu straumes (Soms 2010) jeb *first flush* (angl.), kuras pa gultni pārvieto sanesas, tajā skaitā lielu daudzumu gravā iekritušu koku zaru un pat stumbru fragmentu (angl. *woody debrys*), šim materiālam nonākot iegrauzumā un tiekot apraktam zem proluviālajiem nogulumiem, ^{14}C datēšana uzrādīs nevis faktisko gravas veidošanās vecumu, bet gan pēdēja intensīvas erozijas notikumu laiku.

Rezultātus ar augstāku ticamības pakāpi būtu iespējams iegūt, datējot organiskās atliekas, kuras ieslēgtas gravu izneses konusu pamatnē vai apraktas zem izneses konusa iežiem. Datēšanai vispiemērotākie ir tie gadījumi, kad zem iznesu konusa iežiem atrodas aprakta augsne vai ar kūdras aizpildīta pārpurvota ieplaka. Atšķirībā no Gaujas senielejas, kur šādi uz virspalu terasēm esoši izneses konusi tiek atsegti upes sānu erozijas norises

gaitā (Saltupe, 1982), pētījumu teritorijas ietvaros reljefu rekognoscējot lauka apstākļos, diemžēl šāda rakstura veidojumi netika konstatēti. Nākotnē ir nepieciešams veikt papildus pētījumus dabā, lai identificētu šādus virs biogēniem vai eluviālajiem nogulumiem lokalizētus sengravu izneses konusus arī dienvidaustrumu Latvijā. Ja šādi veidojumi tiks konstatēti, tad būs iespējama gan ^{14}C datējumu sērija, gan sporu-putekšņu analīze, kas ļaus veikt ar dažādām metodēm iegūto datējumu korelāciju, turklāt atsevišķos gadījumos ir iespējams tos salīdzināt ar arheoloģiskiem datiem (noteiktam vēsturiskam posmam raksturīgas trauku lauskas vai citu saimniecības priekšmetu fragmenti) vai vēsturiskām liecībām (kartogrāfiskais materiāls, rakstītās vai mutvārdu liecības). Tādā veidā iegūtos datus turklāt vēlams būs korelēt ar datiem par gravu erozijas formu veidošanās vecumu reģionos un valstīs, kuras, līdzīgi kā Latvija, atradušās pēdējā (Vislas) kontinentālā apledošanas periferiālās segas klātajā teritorijā un kurās ir sastopamas morfoloģiski līdzīgas formas, piem. Polijas un Vācijas Z daļā, Krievijas R daļā.

Diskusijas gaitā jau tika iztirzāts, ka daudzas publikācijas ir veltītas gravu eroziju ietekmējošo faktoru analīzei un šī procesa vēsturiskās dinamikas zinātniskajai izpētei. Tomēr ievērojami mazāk ir pētījumu par likumsakarībām, kuras determinē gravu erozijas tīkla telpisko apveidu un gravu ģeogrāfisko izvietojumu konkrētā teritorijā (Soms, 2006a). Šajā jomā līdz ar „klasisko” darbu publicēšanu par ūdens erozijas riska noteikšanu (Wischmeier and Smith, 1965; Renard *et al.*, 1991) par erozijas norisi limitējošo ģeoloģisko faktoru tiek uzskatīta iežu erozivitāte, kuras raksturošanai dažādu autoru darbos tikuši izmantoti dažādi raksturlielumi (piemēram, angl. *soil erodibility*, Wischmeier and Smith, 1965; angl. *nonscouring velocity*, Mirtshulava, 1988; Kosov *et al.*, 1989; angl. *critical shear stress*, Torri *et al.*, 1987; Brunori *et al.*, 1989). Šie empīriski noteiktie raksturlielumi loģisku spriedumu ceļā ved pie atziņas, ka teritorijās, kuras veido vieglāk izskalojami ieži vai nogulumi ar zemāku erozijas noturību, gravu skaitam un tīkla blīvumam ir jābūt lielākam, nekā teritorijās ar virsmu formveidojošo nogulumu augstāku erozijas noturību. Šī atziņa kā erozijas procesu ietekmējošs faktors un erozijas tīkla izvietojuma likumsakarība tiek pausta arī teorētiskos ūdens erozijai veltītos darbos (Thornes, 1989) un publikācijās (Poesen *et al.*, 2003).

Tomēr promocijas darbā veiktie pētījumi šādu nostādni neapstiprina. Proti, lauka pētījumos iegūtās ģeomorfoloģiskās informācijas, esošās ģeoloģiskās kartēšanas datu (Aleksāns *et al.*, 1991; Juškevičs *et al.*, 2003; Mūrnieks *et al.*, 2004) un gravu izvietojuma un erozijas tīkla blīvuma ģeotelpiskās analīzes datu (Soms, 2006a) korelācija parāda, ka

pētāmajā teritorijā vieglāk izskalojamo aluviālo aQ_4 un glaciofluviālo gfQ_3 nogulumu veidotajos apgabalos gravu tīklam raksturīgas zemākas blīvuma ($0 - 0,5 \text{ km km}^{-2}$) un biežības ($0 - 4 \text{ gravas km}^{-2}$) vērtības, nekā blīvāko un grūtāk izskalojamo morēnas smilšainu mālu gQ_3 un glaciolimnisko glQ_3 mālaino nogulumu veidotajās teritorijās, kur šīs vērtības var sasniegt attiecīgi $15 - 20 \text{ gravas km}^{-2}$ un $2 - 4 \text{ km km}^{-2}$. Tas skaidrojams ar to, ārzemju zinātnieku konstatētā tiešā saistība starp iežu erozivitāti un gravu veidošanos ir aprakstīta semiarīda klimata apgabaliem (Poesen and Hooke, 1997; Gallart *et al.*, 2002), kur raksturīgas īslaicīgas, bet ļoti intensīvas ekstrēma rakstura lietusgāzes. Bet dienvidaustrumu Latvijā klimatiskajai normai atbilstošu nokrišņu izkrišana uz viegli izskalojamiem smilšainiem un grantainiem nogulumiem, pateicoties to augstajām filtrācijas spējām, neveido Hortona virsmas noteci un attiecīgi neizraisa lineāro eroziju. Savukārt ūdensmazcaurlaidīgu, mālainu glaciģēnas vai glaciolimniskas cilmes nogulumu klātbūtne apgrūtina infiltrāciju un veicina ūdensplūsmu virzīšanos un koncentrēšanos nogāžu mikroreljefa padziļinājumos, un tādējādi ietekmē gravu veidošanos. Ne mazāk svarīgs gravu erozijas procesu un gravu tīkla apveidu un izvietojumu noteicošs faktors ir arī komplicēta ģeoloģiskā uzbūve vertikālā griezumā, t.i. Latvijas dienvidaustrumu daļas augstienēm raksturīgā kvartāra virsmu formveidojošo augšpleistocēna (Juškevičs *et al.* 2003) ledājkūšanas ūdeņu (gfQ_3) ūdenscaurlaidīgu smilts-grants nogulumu un ūdensmazcaurlaidīgu glaciģēno morēnas (gQ_3) slāņkopu un zvīņveida kompleksu mija (Āboltiņš, 1989). Tas nosaka gruntsūdeņu un starpslāņu ūdeņu uzkrāšanās hidroģeoloģiskos apstākļus un veicina regresīvo eroziju un gravu zarošanos uz sufozijas, pazemes noteces koncentrēšanās un nogāžu procesu norises rēķina pētāmās teritorijas dziļajās negatīvajās vidējformās – upju ielejās un subglaciālajās iegultnēs, kur veidojas pazemes ūdeņu atslodzes lokālās zonas.

Šis pats iemesls nosaka arī autora pētījumos konstatēto likumsakarību, ka Daugavas senielejā gravu tīklam ir raksturīgs salīdzinoši lielāks elementu skaits ar augstāku zarošanās pakāpi, nekā to teorētiski apraksta upēm piemērojamais R. Hortona (1945) „ūdensteču skaita likums”. Atšķirībā no fluviālās erozijas determinētās pastāvīgo ūdensteču zarošanās, gravu erozijas tīkla attīstības gaitā Daugavas senielejā gravu zarošanos nosaka gan virsmas notece, gan pazemes ūdeņu izplūdes un sufozijas procesu izraisīta regresīvā erozija un sānu atzaru veidošanās.

Balstoties uz augstāk minētajiem faktiem un vispārinot, var pieņemt, ka pētāmajā teritorijā erozijas tīkla apveida, gravu erozijas tīkla blīvuma (angl. *gully network density*)

un biežības (angl. *gully network frequency*) lokālās atšķirības ir tieši saistītas ar teritorijas ģeoloģisko uzbūvi un reljefa morfoloģiju. Būtībā pleistocēna beigu posma glaciālās litomorfoģenēzes procesa laikā (Āboltiņš, 1989) un tam sekojošas upju ieleju attīstības gaitā holocēnā (Eberhards, 1972a) tika likti pamati gan gravu erozijas procesa norisei, gan erozijas tīkla ģeogrāfiskajam izvietojumam. Respektīvi, glacigēno, glaciofluviālo, glaciolimnisko un fluviālo procesu mijiedarbība kopējos vilcienos dienvidaustrumu Latvijā noteica gan pozitīvo reljefa formu – paugurmasīvu un platoveida pauguru izvietojumu, gan negatīvo formu – ieleju, ielejveida pazeminājumu, iegultņu un ieplaku tīklu. Savukārt šo formu nogāzes bija tas "substrāts", uz kura sākās lineārās erozijas process un izveidojās gravas vai pat gravu sistēmas.

Diskusijas noslēgumā jāatzīmē, ka gravu erozijai veltītajās publikācijās, visbiežāk tiek šī procesa uzsvērtas negatīvās sekas (Poesen *et al.*, 2003; Valentin *et al.*, 2005), t.i. lauksaimniecībā izmantojamās zemes degradācija, augsnes auglības samazināšanās gravu sateces baseinos, erozijas izraisītu biogēnu un ķīmiskā piesārņojuma pieplūdi uztverošajos virszemes ūdens objektos no gravu baseiniem u.c. Tomēr autora veiktie ģeokoloģiskie pētījumi starpnozaru griezumā parāda, ka daudzos gadījumos dienvidaustrumu Latvijā reto un aizsargājamo sugu atradņu, un ES aizsargājamo biotopu ģeogrāfisko izvietojumu tieši nosaka gravu erozijas reljefs (Soms, 2005; Soms *et al.*, 2007). Tas var tikt skaidrots tādējādi, ka līdz ar lineārās erozijas veidoto formu attīstību, norisinās arī izmaiņas abiotisko faktoru telpiskajā sadalījumā un ar tām saistīta ainavides diferenciācija, kas savukārt rada priekšnoteikumus ekosistēmu un dzīvotņu daudzveidībai, turklāt gravās ir augstāks gaisa un augsnes mitrums un zemāka gaisa temperatūra. Šādi apstākļi rada labvēlīgu vidi noteiktu, tajā skaitā īpaši aizsargājamo sugu eksistencei. Iespējams arī, ka dabas vērtību saistību ar gravām nosaka platlapju meži, kas saglabājušies gravu nogāzēs to saimnieciskās izmantošanas ierobežotu iespēju dēļ. Apkopojot iepriekš minēto, var uzskatīt, ka gravu erozijai laiktelpiskā griezumā ir arī pozitīva nozīme, jo šo procesu norise paaugstina reljefa saposmju un tādējādi ar ģeomorfoloģisko faktoru starpniecību veicina vides daudzveidības palielināšanos, gravu erozija pastiprina teritorijas hidroloģisko saikni ar uztverošajiem ūdens objektiem, un, veidojot jaunas ekoloģiskās nišas, paaugstina teritorijas bioloģisko daudzveidību.

SECINĀJUMI

Teritorijas ģeoloģiskā uzbūve, līdztekus ģeomorfoloģiskajiem un klimatiskajiem faktoriem, ir viens no galvenajiem gravu tīkla veidošanās determinējošiem faktoriem dienvidaustrumu Latvijā. Blīvākais gravu tīkls ir izveidojies mālainu glacigēnas vai glaciolimniskas ģenēzes nogulumu izplatības areālos, kur reljefa determinētās erozijas bāzes pārsniedz 30 m, nogāžu slīpums ir lielāks pa 16° un nogāžu profila augšējā daļā ir izteikts lūzuma punkts.

Gravu erozijas tīkla apveids atspoguļo baseina ģeoloģiskās uzbūves un reljefa ietekmi uz ūdens erozijas procesu norisi un fluviālo reljefa formu attīstību, tādējādi pēc gravu tīkla ģeotelpiskās organizācijas īpatnībām var spriest par konkrētas teritorijas formveidojošo nogulumu kompleksu un reljefa formu morfoloģiju.

Pētāmās teritorijas gravu morfoloģija ļauj spriest par gravu veidošanās vecumu, to veidošanos ietekmējošajiem faktoriem un vides apstākļiem, kādos notikusi gravu veidošanās. Morfometrisko parametru ziņā lielākās sengravas un gravveida ielejas ir veidojušās intensīvākas noteces apstākļos holocēna laikposmos ar humīdāku klimatu, vai pat pleistocēna beigu posmā kā lokālu ledāja kušanas ūdeņu straumju erodējošas darbības rezultāts. Salikta profila jeb U+v veida tipisko gravu veidošanās norisinājusies vairākās fāzēs, kuru attīstību noteikusi gan dabisku faktoru ietekme, gan cilvēka saimnieciskā darbība. Savukārt daudzas nelielas nogāžu gravas ir tieši saistāmas ar lineārās erozijas aktivizēšanos cilvēka saimnieciskās darbības ietekmē.

Plašam un sazarotam gravu tīklam dienvidaustrumu Latvijā, it sevišķi lielākajiem tā elementiem ir dabiska cilme, ko noteikuši to veidošanai labvēlīgi ģeoloģiski-ģeomorfoloģiskie un klimatiskie faktori. Antropogēnajai ietekmei ir bijusi sekundāra loma, kas noteikusi erozijas atjaunošanos dabiskas ģenēzes gravu tīklā vai jaunu, morfometriskā ziņā nelielu gravu veidošanos uz vidējformu nogāzēm vai lauksaimnieciski apstrādājamajās teritorijās.

Pētījumos iegūtie dati par proluviālo nogulumu biezumu un to uzkrāšanās ātrumu Daugavas senielejas etalonteritorijā, kā arī sporu-putekšņu un ¹⁴C datējumi norāda, ka

sengravu atmiršana un to aizpildīšanās sākusies vēlajā holocēnā, subatlantiskajā laikā, pirms apm. 2000 gadiem. Lai gan iegūtie gadskaitļi neatspoguļo sengravu izveidošanās laiku, bet raksturo pēdējā dziļumerozijas cikla aprimšanas hronoloģiju, tomēr tie apliecina, ka gravu tīkla veidošanās nav saistāma ar līdumu zemkopības un saimnieciskās darbības periodu, kas saskaņā ar arheoloģiskām liecībām ir attiecināms uz vidējo dzelzs laikmetu, t.i. V līdz IX gadsimtu AD.

Periodisko ūdensteču veidotā gravu erozijas tīkla ģeotelpiskais izvietojums un erozijas tīkla elementu garuma-sateces baseina platības attiecība pakļaujas tādām pašām likumsakarībām, kā pastāvīgo ūdensteču veidots hidrogrāfiskais tīkls. Tomēr zarošanās pakāpes un to veidojošo elementu skaita attiecībai gravu tīklam ir raksturīgs salīdzinoši lielāks elementu skaits ar augstāku zarošanās pakāpi, nekā to teorētiski apraksta upēm piemērojamais „ūdensteču skaita likums”. Minētais ir saistīts ar pazemes ūdeņu ģeoloģiskās darbības nozīmīgumu gravu zarošanās procesā.

Pazemes ūdeņu ģeoloģiskā darbība un gravīgēno procesu aktivizēšanos veicinoša ģeoloģiskā uzbūve (slāņkopas ar atšķirīgu mehāniskā sastāvu, bīdes pretestību un ūdenscaurlaidību) noteikusi īpatnēja lineārās erozijas formu morfoģenētiskā tipa – avotcirkļu gravu attīstību. Atšķirībā no Gaujas senielejas, kur šādas ģenēzes gravas ir sastopamas bieži, pētāmajā teritorijā tā ir skaita ziņā neliela gravu grupa.

Efemērās gravas, kuras kā reljefa formas Latvijā līdz šim nav aprakstītas, veidojas strūklveida erozijas ceļā, taču to intensīva attīstība saistīta ar tādiem cilvēka darbības veidiem kā nogāžu tehnogēna pārveidošana, veģetācijas segas iznīcināšana un zemes lauksaimnieciskā apstrāde. Ņemot vērā, ka efemēro gravu gultnes mākslīgā ceļā tiek aizpildītas ar materiālu un tas periodiski tiek izskalots un pārnest uz hipsometriski zemāku līmeni katru reizi, kad erozija atjaunojas tajā pašā vietā, efemērās gravas ir uzskatāmas par būtisku antropogēni inducēta denudācijas procesa sastāvdaļu dienvidaustrumu Latvijā.

Lineārās erozijas iniciācija un gravu attīstība pētāmajā teritorijā ir saistīta ekstrēmiem hidrometeoroloģiskajiem procesiem, t.i. ar Hortona noteces veidošanos maza nodrošinājuma intensīvu lietusgāžu ietekmē vai ilgstošu nokrišņu izraisīta piesātinājuma

veidotu noteci, vai arī intensīvu sniegu kušanu, līdz ar to gravu kā reljefa formu veidošanās un attīstības procesam ir lēcienveidīgs, nevis pakāpenisks raksturs.

Klimata mainības kontekstā, lineārās erozijas procesu norise konstatēta arī ziemas periodā, tas ir laikposmā, kad dienvidaustrumu Latvijā šim gadalaikam raksturīgās negatīvās gaisa temperatūras ietekmē augsnes un cilmiežu virsējai kārtai būtu jābūt sasalušai un virszemes notecei nevajadzētu veidoties, jo nokrišņi izkrīt un tiek akumulēti sniega veidā. Tas, kā arī klimata mainības modeļu prognozētā ekstrēmu lietusgāžu atkārtotā biežuma pieaugums norāda uz erozijas reaktivizāciju pētāmajā teritorijā nākamajās desmitgadēs.

Atsevišķas gravās vai gravu grupās ir koncentrēta mūsdienu eksogēno ģeoloģisko procesu un to norises seku daudzveidība un tām ir zinātniskā, ainaviska un ekoloģiska vērtība, tāpēc tās atbilst valsts nozīmes aizsargājamu ģeoloģiski-ģeomorfoloģiska rakstura dabas pieminekļu statusam. Vienlaicīgi, ar gravām saistīto dabas vērtību, galvenokārt platplapju nogāžu-gravu mežu esamība noteikusi daudzu šo formu iekļaušanu īpaši aizsargājamās dabas teritorijās. Taču kopumā gravas ir nozīmīgs paleoģeogrāfiskās informācijas avots un holocēnā notikušo vides izmaiņu indikatori, kuri, balstoties uz ģeoloģijas un ģeomorfoloģijas metodoloģiskajām pamatnostādņēm, ļauj rekonstruēt vides apstākļus, kādos varēja norisināties šo formu veidošanās

LITERATŪRA

- Āboltniņš, O., 1971. *Razvitije dolini reki Gauja*. Zinātne, Rīga, 107 pp. (in Russian)
- Āboltniņš, O. un Eniņš, G., 1979. *Gaujas senieleja*. Liesma, Rīga, 136 lpp.
- Āboltniņš, O., 1989. *Glaciostruktura i lednikovij morfogenez*. Zinātne, Rīga, 286 pp. (in Russian)
- Āboltniņš, O., 1994a. Augšdaugavas pazeminājums. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 1. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 86.-87.lpp.
- Āboltniņš, O., 1994b. Augšzemes augstiene. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 1. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 91.-92.lpp.
- Āboltniņš, O., 1995a. Gaujas senleja. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija "Latvija un latvieši". Latvijas daba*. 2. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 101.lpp.
- Āboltniņš, O., 1995b. Latgales augstiene. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija "Latvija un latvieši". Latvijas daba*. 3. sēj.. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 87.-89.lpp.
- Alatorre, L.C. and Beguería, S., 2009. Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees. *Catena* 76(3), 182-190.
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 1-140.
- Arnoldus, H.M.J., 1977. Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. Annex IV, *FAO Soils Bulletin* 34, Roma: pp. 39-48.
- Ašmanis, K., 1937. *Gauja*. No sērijas Jaunais zinātnieks". Valters un Rapa, Rīga, 75 lpp.
- Auniņš, A., Bambe, B., Enģele, L., Ikauniece, S., Kabucis, I, m Laime, B., Lārmanis, V., Rēriha, I., Rove, I., Rūsiņa, S., Salmiņa, L., Sniedze R., 2010. *Eiropas Savienības aizsargājamie biotopi Latvijā*. Latvijas dabas fonds, Rīga, 320 lpp.
- BACC Author Team, 2008. Assessment of Climate Change for the Baltic Sea basin. Series: Regional Climate Studies. Springer, Berlin, Heidelberg, Germany, 474 p.
- Baker, V.R., Komatsu, G., Gulick, V.C., Parker, T.J., 1997. Channels and valleys. In: Bougher, S.W., Hunten, D.M., Phillips, R.J. (eds.), *Venus II: Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 757-793.
- Barnes, J.W., 1991. *Basic Geological Mapping*. 3rd edit. John Wiley&Sons, Chichester, 134 pp.
- Bartkowski, T., 1968. O istocie glacictekoniki (Artykul dyskusyjny). (On the essence of glacitectonics). *Przełqd Geologi* 10, 455-461. (in Polish)
- Bauer, B., 1980. Drainage density: an integrative measure of the dynamics and quality of watersheds. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24(3), 263-272.
- Beuselinck, L., Govers, G., Hairsine, P. B., Sander, G.C., Breynaert, M., 2002. The influence of rainfall on sediment transport by overland flow over areas of net deposition. *Journal of Hydrology* 257(1-4), 145-163.
- Bennett S.J., Casalí J., Robinson K.M., Kadavy K.C., 2000. Characteristicsof actively eroding ephemeral gullies in an experimental channel. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 43(3), 641-649.
- Beschta, R.A., 1996. Suspended sediment and bedload. In Hauer, F.R., Lamberti, G.A. (eds), *Methods in Stream Ecology*. Academic Press, London, pp. 123-143.
- Berga, T., 2007. *Augšdaugavas 14. – 17. gadsimta senvietas no Krāslavas līdz Slutišķiem*. Latvijas Vēstures inst. apgāds, Rīga, 223 lpp.
- Besler, H., 1987. Slope properties, slope processes and soil erosion risk in the tropical rain forest of Kalimantan Timur (Indonesian Borneo). *Earth Surface Processes and Landforms* 12(2), 195-204.
- Bethers, U. and Sennikovs, J., 2009. Ensemble modelling of impact of climate change on runoff regime of Latvian rivers. *Proceedings of 18th World IMACS / MODSIM Congress*, 13-17.07.2009, Cairns, Australia, pp.3900-3906.

- Bettis, E.A., III, 1983. Gully erosion. In *Iowa Geology*, No 8. Iowa Department of Natural resources. pp.48-51.
- Bettis, E.A. III, 1994. Reflections on Gullies. In Mutel, C.F., Swander M. (eds), *Land of the Fragile Giants: Landscapes, Environments, and Peoples of the Loess Hills*. University of Iowa Press, Iowa, pp.30-34.
- Boardman, J., 1992. The current erosion on the south Downs: implications for the past. In Bell, M. and Boardman, J. (eds.), *Past and Present Soil Erosion*. Oxbow Monograph 22, Oxford, pp. 9-20.
- Bradshaw, M. and Weaver, R., 1993. *Physical Geography. An Introduction to Earth Environments*. Chapt. 14: Running water and Fluvial Landforms. 1st edit. Mosby-Year Book, Chichago, 640 pp.
- Bork, H.-R., 2004. Soil erosion during the 20th century. Examples from South Africa, the Americas, China and Europe. In Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (eds.), *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, pp. 3– 10.
- Blong, R. 1972. Methods of slope profile measurement in the field. *Australian Geographical Studies* 10(2), 182–192.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D. M., 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — A case study using different dendroecological approaches. *Catena* 72(1), 67-78.
- Booth, B., Shaner, J., Crosier, S., Sanchez, P., McDonald, A., 2000. *Editing in ArcMap*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 462 pp.
- Bratt, S. and Booth, B., 2000. *Using ArcGIS 3D Analyst*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 374 pp.
- Bradford, J. and Piest, R., 1980. Erosional development of valley-bottom gullies in the upper midwestern United States. In: Coates, D. R. and Vitek, J. D. (eds.), *Geomorphic Thresholds*. Dowden & Culver, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.75-101.
- Brouwer, C., Prins, C., Kay, M., Heibloem, M., 1988. *Irrigation Water Management: Irrigation Methods*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 65 pp.
- Brunori, F., Penzo, M.C., Torri, D., 1989. Soil shear strength: its measurement and soil detachability. *Catena* 16(1), 59-71.
- Burkard, M.B., Kostaschuk, R.A., 1995. Initiation and evolution of gullies along the shoreline of Lake Huron. *Geomorphology* 14(3), 211-219.
- Burkard, M.B. Kostaschuk, R.A., 1997. Patterns and controls of gully growth along the shoreline of Lake Huron. *Earth Surface Processes and Landforms* 22(10), 901-911.
- Casalí, J., López, J.J., Giráldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena* 36(1-2), 65–84.
- Capra, A. and Scicolone, B., 2002. Ephemeral gully erosion in a wheat-cultivated area in Sicily (Italy). *Biosystems Engineering* 83 (1), 119–126.
- Casalí, J., Bennett, S.J., Robinson, K.M., 2000. Processes of ephemeral gully erosion. *International Journal of Sediment Research* 15(1), 31–41.
- Casalí, J., Giménez, R., De Santisteban, L., Álvarez-Mozos, J., Mena, J., Del Valle de Lersundi, J., 2009. Determination of long-term erosion rates in vineyards of Navarra (Spain) using botanical benchmarks. *Catena* 78(1), 12-19.
- Casalí, J., Loizu J., Campo, M.A., De Santisteban, L.M., Álvarez-Mozos, J., 2006. Accuracy of methods for field assessment of rill and ephemeral gully erosion. *Catena* 67(2), 128-138.
- Christensen, P. R., 2003. Formation of recent Martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature* 422 (6927), 45-48.
- Collison A., Wade S., Griffiths J., Dehn M., 2000. Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology* 55(3), 205–218.
- CORINE-CEC, 1992. CORINE soil erosion risk and important land resources. An assessment to evaluate and map the distribution of land quality and soil erosion risk. Office for official publications of the European Communities. EUR 13233. Luxemburg.

- Cox N.J., 1998. Hillslope profiles. In Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B., Worsley, P. (eds), *Geomorphological techniques*. 2nd ed. Routledge, London, pp.92-95.
- Crosta, G. and di Prisco, C., 1999. On slope instability induced by seepage erosion. *Canadian Geotechnical Journal* 36 (6),1056– 1073.
- Daba, S., 2003. An investigation of the physical and socioeconomic determinants of soil erosion in the Hararghe highlands, eastern Ethiopia. *Land Degradation and Development* 14(1), 69–81.
- Dehn, M., Bürger, G., Buma, J., Gasparetto, P., 2000. Impact of climate change on slope stability. *Engineering Geology* 55(3), 193–204.
- Derbyshire, E. and Goudie, A.S., 1997. Geomorphology of the World's Arid zones: Asia. In Thomas, D.S.G. (ed), *Arid Zone Geomorphology*. 2nd ed. Wiley, Chichester, pp. 487-506.
- Delle, J., 1932. *Venta un Abava*. Sērija „Jaunais zinātnieks”. Valters un Rapa, Rīga, 74 lpp.
- Denisova, R., 1989. Baltu cilšu etniskās vēstures procesi m.ē. 1.gadu tūkstoši. *Latvijas PSR Zinātņu Akadēmijas Vēstis*, 1989.g. Nr.12, 20.-36.lpp.
- Denisova, R., 1991. Austrumbaltu ciltis agrajā dzelzs laikmetā. *Latvijas Vēsture*, 1991.g. Nr.1., 7-14.lpp.
- Descloitres, M., Ribolzi, O., le Troquer, Y., 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time lapse resistivity mapping. *Catena* 53(3), 229– 253.
- Dietrich, W.E., Wilson, C.J., Montgomery, D.R., McKean, J., Bauer, R., 1992. Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology* 20(8), 675–679.
- Diodato, N., 2006. Modelling net erosion responses to enviroclimatic changes recorded upon multiseccular timescales. *Geomorphology* 80(3-4), 164-177.
- Dokuchyaev, V.V., 1877. *Ovragi i ih znaceniye*. Trudi Imperatorskogo volno-ekonomicheskogo obschestva. Vol. 3, iss. 2. S-Petersburg. (in Russian)
- Dokuchyaev, V.V., 1878. Sposobi obrazovaniya recnih dolin Evropejskoj Rossii. Part IV: Uslovija, sposobstvujuscije okonchatelnomu perehodu ovragov i balok v reki. S-Petersburg, pp.77.-78. (in Russian)
- Doss, B. 1896. Über einige Besonderheiten bei Dünen aus Rigas weiterer Umgebung. *Korrespondenzblatt des Naturforscher-Vereins zu Riga*. v.39.
- Dotterweich, M., Schmitt, A., Schmidtchen, G., Bork, H.R., 2003. Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. *Catena* 50(2-4), 135–150.
- Dotterweich, M., 2005. High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. *The Holocene* 15(7), 994–1005.
- Dotterweich M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: deciphering the long term interaction between human and environment – a review. In: Hudson P., Butzer K., Beach T. (eds.), *Fluvial Deposits and Environmental History. Fluvial Systems*. Proceedings of 39th Binghamton Geomorphology Symposium. *Geomorphology* 101 (1-2), 192–208.
- Downs, P.W., Priestnall, G., 2003. Modelling Catchment Processes. In Kondolf, G.M., Piegay, H. (eds), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 205-230.
- Dreibrodt, S., 2005. Detecting heavy precipitation events during the Holocene from soils, gully fills, colluvia and lake sediments — examples from the Belauer See catchment (northern Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 156(4), 573–588.
- Easterbrook, D.J., 1999. *Surface Processes and Landforms*. Chapt. Fluvial landforms. 2nd edit. Prentice Hall, New Jersey, 546 pp.
- Easterbrook, D.J. and Kovanen, D.J., 1999. *Interpretation of Landforms from Topographic Maps and Air Photographs*. New Jersey, Prentice Hall, 194 pp.
- Eberhards, G., 1972a. *Strojenije i razvitije dolin baseina reki Daugava*. Zinatne, Riga, 131 pp. (in Russian)
- Eberhards, G., 1972b. Subglacialnije lozbini i osobennosti ih razmescenija v predelah nizmennih raionov Latvii. *Uchoniye zapiski LGU*, v.162. Latvian State University press., Rīga, pp.15-31 (in Russian)

- Eberhards, G., 1985. *Morfogenez dolin oblasti poslednego materikovogo oledenienija i sovremennije recnije processi (na primere srednej Pribaltiki)*. [Summary of Dr.geogr.dissertation]. Moscow Univ. Press, Moscow, 54 pp. (in Russian)
- Eberhards, G., 1994. Daugavas ieleja. Grām. Kavacs, G., (red.) *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 1. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 217.-218.lpp.
- Eberhards, G., 1996. Senākā ieleja Latvijā. Grām. Villeruša, V. (red.), *Daugavas raksti. No Koškovciem līdz Daugavpīlij*. Latvijas Kultūras fonda izd., Rīga, lpp.35-41.
- Eberhards, G. un Saltupe, B., 2000. Latvijas upju jaunāko terasu un palieņu aluviālo nogulumu datējumi. *Latvijas ģeoloģijas vēstis* 9/00, 24-30.
- Ehlers, J., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J., 1984. Pre-Weichselian glaciations of north-west Europe. *Quaternary Science Reviews* 3, 1–40.
- Fangmeier, D.D., Elliot, W.J., Workman, S.R., Huffman, R.L., Schwab, G.O., 2005. *Soil and Water Conservation Engineering*. 5th edit. New York, Delmar Cengage Learning. 502 pp.
- Favis-Mortlock, D. and Boardman, J., 1995. Nonlinear responses of soil-erosion to climate change - a modelling study on the UK South-Downs. *Catena* 25(1-4), 365-387.
- Fedeski, M. and Gwilliam, J., 2007. Urban sustainability in the presence of flood and geological hazards: The development of a GIS-based vulnerability and risk assessment methodology. *Landscape and Urban Planning* 83(1), 50–61.
- Ferro, V., Giordano, G., Iovino, M., 1991. Isoerosivity and erosion risk map for Sicily. *Hydrological Sciences Journal* 36(6), 549–564.
- Filipenoks, V., Tūna, M., Grabis, J., 2006. *Ģeotehnikas pamatkurss*. Rīgas Tehniskā universitāte, Rīga, 166 lpp.
- Fischer, J., 1778. *Versuch einer Naturgeschichte von Livland*. 1.aufl. I.G.I. Brteittopf Verl., Leipzig, 295 pp.
- Fischer, J., 1791. *Versuch einer Naturgeschichte von Livland*. 2.aufl. Königsberg, 305 pp.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, Chichester, 892 pp.
- Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 41(1), 489-496.
- Foster, G.R., 1986. Understanding ephemeral gully erosion. In: Committee on Conservation Needs (ed.), *Soil Conservation, Assessing the National Research Inventory*, vol. 2. Board on Agriculture, National Research Council, National Academy Press, Washington, DC, 90–125.
- Foster, G.R., 2005. Modelling ephemeral gully erosion for conservation planning. *International Journal of Sediment Research* 20(3), 157–175.
- Fournier, F., 1960. *Climat et érosion*. Presses Universitaires de France, Paris, 201 pp.
- Frevert, R.K., Schwab, G.O., Edminister, T.W., Barnes, K.K., 1955. *Soil and Water Conservation Engineering*. 3rd edit. John Wiley and Sons, New York, 479 pp.
- Fangmeier, D.D., Elliot, W.J., Workman, S.R., Huffman, R.L., Schwab, G.O., 2005. *Soil and Water Conservation Engineering*. 5th edit. New York, Delmar Cengage Learning. 502 pp.
- Gabriels, D., 2006. Assessing the modified Fournier index and the precipitation concentration index for some European countries. In: Poesen, J., Boardman, J (eds.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 675–684.
- Gábris, Gy., Kertész, A., Zámbo, L., 2003. Land use change and gully formation over the last 200 years in a hilly catchment. *Catena* 50(2-4), 151-164.
- Gardiner, V., Dackombe, R. 1977. A simple method for the field measurement of slope profiles. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin No.18*, 9-18.
- Gärtner, H., 2007. Tree roots – methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86(3-4), 243-251.

- Geyik, M. P., 1986. *FAO watershed management field manual - Gully control*. FAO Conservation Guide No 13/2. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 56 pp.
- Gidrologičeskije svedenija po rekam i ozeram Latvijsskoj SSR*, 1941. Leningrad, Gidrometeoizdat. pp. 112–126. (in Russian)
- Giordano, A., 1984. Some methods for evaluating soil erosion risk. *Challenges in African Hydrology and Water Resources. Proceedings of the Harare Symposium, July 1984*. IAHS (The International Association of Hydrological Sciences) Publication No. 144, 385-395.
- Gopal Naik, M., Rao, E.P., Eldho, T.I., 2009. A kinematic wave based watershed model for soil erosion and sediment yield. *Catena* 77(3), 256-265.
- Gore, J.A., 1996. Discharge measurements and streamflow analysis. In Hauer, F.R., Lamberti, G.A. (eds), *Methods in Stream Ecology*. Academic Press, London, pp. 53-74.
- Goreckij, G., 1972. Lozbini lednikovogo vipahivanija i razmiva v ih svjazi s krajevimi lednikovimi obrazovanijami. In Danilāns, I. (ed), *Lednikovij morfogenez*. Zinātne, Rīga, pp. 19 – 39. (in Russian)
- Goudie, A., Anderson, M., Burt, T., Lewin, J., Richards, K., Whalley, B., Worsley, P. 1998. *Geomorphological techniques*. 2nd ed. Routledge, London, 570 pp.
- Govers, G., 1991. Rill erosion on arable land in central Belgium: rates, controls and predictability. *Catena* 18(2), 133-155.
- Graf, F., Frei, M., Böll, A., 2009. Effects of vegetation on the angle of internal friction of a moraine. *Forest Snow and Landscape Research* 82(1), 61–77.
- Graham, L.P., 2008. Anthropogenic Climate Change in the Baltic Sea Basin: Projections of future Climate from Regional Climate Models (Precipitation Extremes). In the BAAC author team, *Assessment of Climate change for the Baltic Sea Basin*. Berlin, Springer, pp. 177.-178.
- Gregori, E., Andrenelli, M.C., Zorn, G., 2006. Assessment and classification of climatic aggressiveness with regard to slope instability phenomena connected to hydrological and morphological processes. *Journal of Hydrology* 329(3-4), 489-499.
- Grewingk, K., 1861. *Geologie von Liv- und Kurland*. Dorpat, 55 pp.
- Grewingk, K., 1879. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karten Liv-, Est- un Kurlands. *Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst-, und Kurlands*, Ser. 1, Bd. VII, 3-23.
- Grissinger, E., 1996. Reclamation of gullies and channel erosion. In: Agassi, M. (ed.), *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*. Marcel Dekker, New York, pp. 301– 313.
- Gurnell, A.M., Peiry, J-L., Petts, G.E., 2003. Using Historical Data in Fluvial Geomorphology. In Kondolf, G.M., Piegay, H. (eds), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 77-102.
- Guy, B.T., Rudra, R.P., Dickenson, W.T., Sohrabi, T.M., 2009a. Empirical model for calculating sediment-transport capacity in shallow overland flows: Model development. *Biosystems Engineering* 103(1), 105-115
- Guy, B.T., Dickenson, W.T., Sohrabi, T.M., Rudra, R.P., 2009b. Development of an empirical model for calculating sediment-transport capacity in shallow overland flows: Model calibration. *Biosystems Engineering* 103(2), 245-255.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *United States Geological Survey Professional Paper* 294-B, 45–97.
- Hack, J.T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In Melhorn, W.N. and Flemal, R.C. (eds.), *Theories of Landform Development*. Allen & Unwin, London, UK, pp. 87-102.
- Harvey, M.D., Watson, C.C., Schumm, S.A., 1985. *Gully erosion*. U.S. Department of the Interior Bureau of Land Management Technical Note No.366. Fort Collins, Colorado, US, 181 pp.
- Hattanji, T., Onda, Y., Matsukura, Y., 2006. Thresholds for bed load transport and channel initiation in a chert area in Ashio Mountains, Japan: an empirical approach from hydrogeomorphic observations. *Journal of Geophysical Research* 111, F02022, 11 pp.
- Hauge, C., 1977. Soil erosion definitions. *California Geology* 30, 202-203.

- Heppner, C.S., Joel, Q.R., VanderKwaak, E., Loague, K., 2006. Adding sediment transport to the integrated hydrology model (InHM): Development and testing. *Advances in Water Resources* 29(6), 930-943.
- Hicks, D.M., Gomez, B., 2003. Sediment transport. In Kondolf, G.M., Piegay, H. (eds), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 425-461.
- Hjulström, F., 1935. Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyries. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala* 25, 221 – 527.
- Horton, R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56(3), 275-370.
- Hupel, A.W., 1774. *Topographische Nachrichten von Liv- und Esthland*. Riga, 590 p.
- Ijjasz-Vasquez, E.J., Bras, R.L., Rodrigues-Iturbe, I., 1993. Hack's relation and optimal channel networks: the elongation of river basins as consequence of energy minimization. *Geophysical Research Letters* 20(15), 1583-1586.
- Imaizumi, F., Hattanji, T., Hayakawa, Y.S., 2010. Channel initiation by surface and subsurface flows in a steep catchment of the Akaishi Mountains, Japan. *Geomorphology* 115(1-2), 32-42.
- Imeson, A.C. and Kwaad, F.J.P.M., 1980. Gully types and gully prediction. *Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap (K.N.A.G.) Geografisch Tijdschrift*, XIV (5), 430-441.
- Impacts of Europe's changing climate*, 2004. European Environmental Agency briefing No 2/2004, – Copenhagen, European Environmental Agency, pp.27-33.
- Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 22(3), 65-77.
- Ionita, I., 2006. Gully development in the Moldavian Plateau of Romania. *Catena* 68(2-3), 133-140.
- Ireland, H.A., Sharpe, C.F.S., Eargle, D.H., 1939. Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina. *US Department of Agriculture, Technical Bulletin No.63*, 1 –143.
- Istanbulluoglu, E., Tarboton, D.G., Pack, R.T., Luce, C.H., 2003. A sediment transport model for incision of gullies on steep topography. *Water Resources Research* 39(4), 1103-1117.
- Jackson, A.R.W. and Jackson, J.M., 2000. *Environmental Science: The Natural Environment and Human Impact*. 2nd ed. Prentice Hall, Harlow, UK, 405 pp.
- James, A.L., Watson, D.G., Hansen, W.F., 2007. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena* 71(1), 132-144.
- Jansons, B., 1993. *Augšdaugavas avoti*. DPU izd.Saule, Daugavpils, 24 lpp.
- Jansons, B., 1999. *Dabas parks „Daugavas loki”*. DPU izd. Saule, Daugavpils, 94 lpp.
- Jarvis, R.S., 1977. Drainage network analysis. *Progress in physical Geology* 1, 271-295.
- Jaunputniņš, A., 1975. Reljefs. Grām. Pūriņš, V. (red), *Latvijas PSR ģeogrāfija*. Otrās papild. izd. Zinātne, Rīga, lpp.32.-45.
- Julien, P. Y. and Simons, D. B., 1985. Sediment transport capacity of overland flow. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)* 28(3), 755–762.
- Juškevičs, V., Misāns, J., Mūrnieks, A., Skrebels, J., 2003. *Latvijas ģeoloģiskā karte mērogā 1 : 200 000. 34.lapa – Jēkabpils un 24.lapa – Daugavpils. 1. lapa „Pirmskvartāra nogulumi” un 4. lapa „Kvartāra nogulumi”*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.
- Kinnell, P.I.A., 1991. The mechanisms of raindrop induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* 28, 497–516
- Kinnell, P.I.A., 2004. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological Processes* 19(14), 2815–2844
- Knighton, D., 1998. *Fluvial Forms and Processes*. Arnold, London, 383 pp.
- Kondolf, G.M. and Wolman, M.G., 1993. The sizes of salmonid spawning gravels. *Water Resources research* 29, 2275-2285.

- Kondolf, G.M., Lisle, T.E., Wolman, G.M., 2003. Bed Sediment Measurement. In Kondolf, G.M., Piegay, H. (eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 347-395.
- Kopp, S, Borup, B., Willison, J., Payne, B., 2001. *Using ArcGIS Spatial Analyst*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 462 pp.
- Kosov, B.F., 1978. Reljefoobrazujuschaja rolj antropogennoj ovraznoj erozii. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser.No 5: Geografija*. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 55-59. (in Russian)
- Kosov, B.F., 1981. Dinamika ovraznoj seti pri osvojenii bivskih lesnih ploschadei na yuge necernozemya. In Chalov, R.S. (ed.), *Erozija pochv i rusloviye processi*. Iss. No. 8. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 67-79.
- Kosov, B.F., 1984a. Ovragoobrazovanije kak reljefoobrazujuschij process. In Makkaveev, N.I., Chalov, R.S. (eds.), *Eroziionnije processi*. Mysl, Moscow, pp. 96-97. (in Russian)
- Kosov, B.F., 1984b. Antropogennije i yestestvennye ovragi. In Makkaveev, N.I., Chalov, R.S. (eds.), *Eroziionnije processi*. Mysl, Moscow, pp. 105-115. (in Russian)
- Kosov, B.F., 1984c. Razvitije ovragov v tundre i lesotundre. In Makkaveev, N.I., Chalov, R.S. (eds.), *Eroziionnije processi*. Mysl, Moscow, pp. 115-117. (in Russian)
- Kosov, B.F. and Nikolskaya, I.I., 1984. Dinamika rosta ovragov. In: Makkaveev, N.I. and Chalov, R.S. (eds.) *Eroziionnije processi*. Mysl, Moscow, pp. 97-103. (in Russian)
- Kosov, B.F., Zorina, J.F., Ljubimov, B.P., Moryakova, L.A., Nikolskaya, I.I., Prohorova, S.D., 1989. *Ovraznaya erozija*. Moscow Univ. Press, Moscow, 168 pp. (in Russian)
- Kovalev, S.N., Ljubimov, B.P., Nikolskaya, I.I., Prohorova, S.D., 2006. Geograficheskije osobennosti razvitija i rasprostraneniya ovragov. In Zorina, J.F. (ed.), *Geografija ovraznoj erozii*. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 53-96. (in Russian)
- Krumbein, W.C., 1934. Size Frequency Distribution of Sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4(2), 65-77.
- Lafren, J.M., Watson, D.A., Franti, T.G., 1986. Ephemeral gully erosion. In: *Proceedings of the Fourth Federal Interagency Sedimentation Conference*. Las Vegas, NV, 3.29-3.37.
- Langohr, R., Sanders, J., 1985. The Belgium Loess belt in the last 20,000 years: evolution of soils and relief in the Zonien Forest. In: Boardman J. (ed.), *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. Wiley, Chichester, pp. 359-371.
- Larionov, G.A., 1993. Erozija i deflacija pochv. Moscow Univ. Press, Moscow, 200 pp. (in Russian)
- Leger, M., 1990. Loess landforms. *Quaternary International* 7-8, 53-61
- Lehner, B., Henrichs, T., Döll, P., Alcamo, J., 2001. EuroWasser - Model-based assessment of European water resources and hydrology in the face of global change. Centre for Environmental Systems Research, University of Kassel, Kassel World Water Series No. 5.
- Leopold, L.B., Miller, J.P., 1956. Ephemeral streams – hydraulic factors and their relation to the drainage net. *US Geological Survey Professional Paper* 282-A, p. 36.
- Leopold, L.B. and Miller, J.P., 1992. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover Publications, New York, 522 pp.
- Leopold, M. and Völkel, J. 2006. Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International* 162-163, 133-140.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1995. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover Publications, New York, pp.448-453.
- Levkov, E., 1980. *Glaciotektonika*. Nauka i tehnika, Minsk, 280 pp. (in Russian)
- Li, Z., Zhu, Q., Gold, C., 2005. *Digital terrain modelling. Principles and methodology*. CRC PRESS, Washington, D.C, 323 pp.
- Lokhtin, V.M., 1897. *O mehanizme rečnogo rusla*. S-Peterburg, 80 pp. (in Russian)

- Lorenz, R.D., Lopes, R.M., Paganelli, F., Lunine, J.I., Kirk, R.L., Mitchell, K.L., Soderblom, L.A., Stofan, E.R., Ori, G., Myers, M., Miyamoto, H., Radebaugh, J., Stiles, B., Wall, S.D., Wood, C.A. and the Cassini RADAR Team, 2008. Fluvial channels on Titan: Initial Cassini RADAR observations. *Planetary and Space Science* 56(8), 1132-1144.
- Macklin M.G., Benito G., Gregory K.J., Johnstone E., Lewin J., Michczyn'ska D.J., Soja R., Starkel L., Thorndycraft V.R., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66(1-2), 145-154.
- Maidment, D.R., 2002. *ArcHydro. GIS for Water Resources*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 203 pp.
- Makkaveev, N.I., 1971. *Stok i ruslovije processi*. Moscow Univ. Press, Moscow, p.114. (in Russian)
- Maldavs, A., Melluma, A., Seile, A., 1981. *Ģeomorfoloģijas pamati*. Zvaigzne, Rīga, lpp.89.-91.
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology* 93(3-4), 421-436.
- Malin, M., Edgett, K., 2000. Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars. *Science* 288, 2330-2335.
- Markots, A., 1994. Burzavas pauguraine. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 1. sēj. Latvijas Enciklopēdija, Rīga, 177.-178.lpp.
- Márquez A., Ángel de Pablo M., Oyarzun R., Viedma C., 2005. Evidence of gully formation by regional groundwater flow in the Gorgonum-Newton region (Mars). *Icarus* 179, 398-414.
- Martínez-Casasnovas, J. A., 2003. A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion. *Catena* 50(2-4), 293-308.
- Meirons, Z., 1975. Reljef Latgāļskoj vozvīhšennosti i sopredeļnikh rajonov Vostočno-Latvijskoj nizmennosti. In Danilans I. (red.), *Voprosi četvertičnoj ģeoloģii*, v. 8. Zinātne, Rīga, pp. 48-82. (in Russian)
- Merkel, W.H., Woodward, D.E. and Clarke, C.D., 1988. Ephemeral gully erosion model (EGEM). In: *Proceedings of International Symposium Modelling Agricultural, Forest and Rangeland Hydrology*. 12-13 December 1988. pp. 315-323.
- Mitchell, A., 1999. *The ESRI Guide to GIS Analysis: Spatial Measurements and Statistics*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 238 pp.
- Mihailov, V., Dobrovolskij, A., Dobroljubov., S., 2005. *Gidrologija*. Viššaja škola, Moscow, 463 pp. (in Russian)
- Miller, D., Luce, C., Benda, L., 2003. Time, space, and episodicity of physical disturbance in streams. *Forest Ecology and Management* 178(1-2), 121-140.
- Mirtshulava, C.J., 1988. *Osnovi fiziki i mehaniki erozii rusel*. Hidrometeoizdat, Leningrad, 303 pp. (in Russian)
- Mizugaki, S., Nakamura, F., Araya, T., 2006. Using dendrogeomorphology and ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire, Northern Japan, resulting from land use change and river channelization. *Catena* 68(1), 25-40.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin? *Nature* 336, 232-234.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1994. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. In: Kirkby, M.J. (ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. Wiley, Chichester, pp 221-245.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E., 1991. *Pollen analysis* (2nd edit.). Blackwell Scientific Publications, London: 216 pp.
- Morisawa, M., 1957. Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps. *Transactions of the American Geophysical Union* 38(1), 86-88.
- Morisawa, M., 1985. *Rivers, Form and Process, Geomorphology Texts 7*. Longman, London, 232 pp.
- Mutuls, A., Zobena, A., 1961. Mūdienu fiziski ģeoloģiskie procesi. Inženierģeoloģiskie apstākļi. *Grām.* Daņilāns, I., Liepiņš, P., Springis, K. (red.), *Latvijas PSR ģeoloģija*. Zinātņu akad. izdevn., Rīga, lpp.379-382.

- Mūrnieks, A., Meirons, Z., Misāns, J., 2004. *Latvijas ģeoloģiskā karte mērogā 1 : 200 000. 35.lapa – Rēzekne un 25.lapa – Indra. 1. lapa „Pirmskvartāra nogulumi” un 3. lapa „Kvartāra nogulumi”*. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.
- Nachtergaele J., Poesen J., Steegen A., Takken I., Beuselinck L., Vandekerckhove L., Govers G., 2001. The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils. *Geomorphology* 40(3-4), 237– 252.
- Nachtergaele, J., Poesen, J., Wijdenes, D.O., Vandekerckhove, L., 2002. Medium-term evolution of a gully developed in a loess-derived soil. *Geomorphology* 46(3–4), 223–239.
- Nikodemusa, A., 1994. Daugavas loki. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 1. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 218.-219.lpp.
- Nikodemus, O., Kārklīšs, A., Kļaviņš, M., Melecis, V., 2008. *Augsnes ilgspējīga izmantošana un aizsardzība*. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 256 lpp.
- Nearing, M.A. 2001. Potential changes in rainfall erosivity in the US with climate change during the 21st century. *Journal of Soil and Water Conservation* 56(3), 220–232.
- O’Cofaigh, C., 1996. Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography* 20(1), 1–19.
- Official Journal of the European Community*, 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy (Water Framework Directive). L 327, vol. 43, 22 December 2000, pp. 1- 72.
- Oliver, J.E., 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. *Professional Geographer* 32, 300–309.
- Øygarden, L., 2003. Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena* 50(2-4), 217– 242.
- Panin, A.V., Fuzeina, J.N., Belyaev, V.R., 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 108 (1-2), 71–91.
- Parkner, T., Page, M., Marden, M., Marutani, T., 2007. Gully systems under undisturbed indigenous forest, East Coast region, New Zealand. *Geomorphology* 84 (3-4), 241–253.
- Pērkonis, V., 1936. Jauns spēcīgs erōzijas gadījums Latvijā. *Daba un Zinātne* 2, 33-36.
- Petrova, I.V., Kondratieva, O.P., Dedovitch, G.S., 1986. *Methodological recommendations to treatment of sedimentary rocks for pollen analysis*. State University of Leningrad, Leningrad: 67 pp. (in Russian)
- Poesen, J. 1992. Mechanisms of overland flow generation and sediment production on loamy and sandy soils with and without rock fragments. In: A.J. Parsons and A.D. Abrahams (eds.), *Overland Flow Hydraulics and Erosion Mechanics*. London, UCL Press. pp. 275-305
- Poesen, J., 1993. Gully typology and gully control measures in the European loess belt. In Wicherek, S. (ed.), *Proceedings of International Symposium on Farm Land Erosion in Temperate Plains Environments and Hills*, Saint-Cloud, Paris. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 221–239.
- Poesen, J., Boardman, J., Wilcox, B., Valentin, C., 1996. Water erosion monitoring and experimentation for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51(5), 386-390.
- Poesen, J., Vandaele, K., van Wesemael, B., 1996. Contribution of gully erosion to sediment production in cultivated lands and rangelands. In: Walling, D.E. and Webb, B.W. (eds), *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. Proceeding of Exeter Symposium, UK, 15–19 July. IAHS (The International Association of Hydrological Sciences) Publication, Wallingford, UK. 251–266.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Vertstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50(2–4), 91-133.
- Poesen, J. and Valentin, C. (eds.), 2003. Gully Erosion and Global Change. *Catena* 50 (2–4), 87-564. Special issue.
- Poklad, G.G., Gridnev, S.P., 2007. *Geodezija*. Akademicheskij Projekt, Moscow, p.201-204.
- Prohorova, S.D., 2006. Kartograficheskij metod issledovaniya ovragoobrazovaniya. In Zorina, J.F. (ed.), *Geografija ovraznoj erozii*. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 22-52. (in Russian)

- Prosser, I.P., Chappell, J., Gillespie, R., 1994. Holocene valley aggradation and gully erosion in headwater catchments, southeastern highlands of Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 19(5), 465–480.
- Prosser, I.P. and Abernethy, B., 1996. Predicting the topographic limits to a gully network using a digital terrain model and process thresholds. *Water Resources Research* 32(7), 2289–2298.
- Prosser, I.P., Soufi, M., 1998. Controls on gully formation following forest clearing in a humid temperate environment. *Water Resources Research* 34 (12), 3661– 3671.
- Puķe, A., 1953. *Latvijas PSR augšņu erozija un cīņa ar to*. LPSR ZA izdevn., Rīga, 80 lpp.
- Quilbé, R., Rousseau, A.N., Duchemin, M., Poulin, A., Gangbazo, G., Villeneuve J.-P., 2006. Selecting a calculation method to estimate sediment and nutrient loads in streams: Application to the Beaurivage River (Québec, Canada). *Journal of Hydrology* 326(1-4), 295-310.
- Remondo, J., Bonachea, J., Cendrero, A., 2008. Quantitative landslide risk assessment and mapping on the basis of recent occurrences. *Geomorphology* 94(3-4), 496–507.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Porter, J.P., 1991. RUSLE, revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46(1), 30– 33.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agricultural Research Service Handbook* No. 703. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington, DC. 384 pp.
- Renschler, C.S. and Harbor, J., 2002. Soil erosion assessment tools from point to regional scales – the role of geomorphologists in land management research and implementation. *Geomorphology* 47(2-4), 189–209.
- Robinson A.H. Morrison J.L. Muehrcke P.C., Kimerling A.J., Guptill S.C., 1995. *Elements of Cartography*. 6th ed. John Wiley & Sons, New York.- 674 pp.
- Robinson, K.M., Bennett, S.J., Casali, J., Hanson, G.J., 2000. Processes of headcut growth and migration in rills and gullies. *International Journal of Sediment Research*, 15(1), 69– 82.
- Rogerson, P.A., 2001. *Statistical Methods for Geography*. SAGE Publications, London, UK, 236 pp.
- Saltupe, B., Eberhards, G., 1982. Sostojanije izuchennosti sovremennih ekzogennih processov na territorii Latvii. In Eberhards, G. (ed), *Sovremennije ekzogennije processi i metodi ih issledovanija*. Latvian State University press., Rīga, pp. 3-15. (in Russian)
- Saltupe, B., 1982. Osobennosti morfologii, strojenija i formirovanija prolyuvija krupnogo konusa vinosa v drevnej doline reki Gauja. In Eberhards, G. (ed), *Sovremennije ekzogennije processi i metodi ih issledovanija*. Latvian State University press., Rīga, pp.115-125. (in Russian)
- Sarma, B., 1990. *Hidrometrija, hidrologija un noteces regulēšana*. Zvaigzne, Rīga, 189 lpp.
- Samani, A.N., Ahmadi, H., Jafari, M., Boggs, G., Ghoddousi, J., Malekian, A., 2009. Geomorphic threshold conditions for gully erosion in Southwestern Iran (Boushehr-Samal watershed). *Journal of Asian Earth Sciences* 35(2), 180-189.
- Schmitt A., Rodzik J., Zgłobicki W., Russok C., Dotterweich M., Bork H.-R., 2006. Time and scale of gully erosion in the Jedliczny Dol gully system, south-east Poland. *Catena* 68 (2-3), 124–132.
- Schukin, I., 1960. *Obschaja geomorfologija*. V.1. Chapt. III Tipy erozionnogo i erozionno-denudacionnogo reljefa. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 368 – 384. (in Russian)
- Schumm, S.A., Harvey, M.D., Watson, C.C., 1984. *Incised Channels: Morphology Dynamics and Control*. Water Resources Publication, Highlands Ranch, Colorado, 200 pp.
- Schwab, G.O., Fangmeier, D.D., Elliot, W. J., Frevert, R.K., 1993. *Soil and Water Conservation Engineering*. 4th edit. New York, John Wiley & Sons. 507 pp.
- Segliņš V., 2001a. *Holocēna nogulumu stratigrāfija Latvijā u to starpreģionālā korelācija*. LU izd., Rīga, 193 lpp.
- Segliņš V., 2001b. *Latvijas holocēna sporu un putekšņu diagrammas*. LU izd., Rīga, 95 lpp.

- Senņikovs, J., Bethers, U., Timuhins, A., 2008. Dažas nākotnes klimata iezīmes. *Krāj. Plikša, I. (red.), LU 66. zinātniskās konferences rakstu krājums „Klimata mainība un ūdeņi”*. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 118-119.
- Sharda, V.N. and Singh, S.R., 1994. A finite element model for simulating runoff and soil erosion from mechanically treated agricultural lands.1: governing equations and solutions. *Water Resources Research* 30 (7), 2287–2298.
- Shevcov, G., 1987. *Inženernja geologija, mehanika gruntov, osnovanija i fundamenti*. Vishaya shkola, Mocsow, 296 pp.
- Sidle, R.C., Taylor, D., Lu, X.X., Adger, W.N., Lowe, D.J., deLange, W.P., Newnham, R.N., Dodson, J.R., 2004. Interactions of natural hazards and society in Austral-Asia: evidence in past and recent records. *Quaternary International* 118/119, 181–203.
- Sidorchuk, A., 1998. Eroziija v Avstralii. In Chalov, R.S. (ed), *Eroziija pochv i ruslovije processi*. Iss. No. 11. Moscow, Moscow Univ. Press, pp. 113-136.
- Sidorchuk, A., 1999. Dynamic and static models of gully erosion. *Catena* 37(3-4), 401- 414.
- Sleinis, I., Ašmanis, K., Delle, N., Siliņš, J., Lamsters, V., 1933. *Daugava*. Sērija „Jaunais zinātnieks”. Valters un Rapa, Rīga, 107 lpp.
- Sleinis, I., 1936a. Latvijas reljefs. *Grām. Malta, N., Galenieks, P. (red.), Latvijas zeme, daba un tauta*, 1.sēj. Valters un Rapa, Rīga, lpp. 129-158.
- Sleinis, I., 1936b. Latvijas upes. *Grām. Malta, N., Galenieks, P. (red.), Latvijas zeme, daba un tauta*, 1.sēj. Valters un Rapa, Rīga, lpp. 192-296.
- Smart, J.S., 1972, Channel networks. *Advances in Hydrosociences* 8, 305-346.
- Smith, H.G. and Dragovich, D., 2008. Sediment budget analysis of slope–channel coupling and in-channel sediment storage in an upland catchment, southeastern Australia. *Geomorphology* 101(4), 643-654.
- de Smith, M.J., Goodchild, M.F., Longley, P.A., 2007. *Geospatial Analysis. A Comprehensive Guide to Principles, Techniques and Software Tools*. 2nd ed. Winchelsea Press, London, UK, 491 pp.
- Smolska, E., 2006. Development of gullies and sediment fans in last-glacial areas on the example of the Suwalki Lakeland (NE Poland). *Catena* 71(1), 122-131.
- Soms, J., 1999. Teritorijas ģeoloģiskā uzbūve kā gravu erozijas reljefa attīstību noteicošs faktors. *Latvijas ģeoloģijas vēstis* 7/99, 23-27.
- Soms, J., 2005. Biodiversity as a result of diversification of the environment: the significance of erosion processes in ecosystems changes – case study in Nature Park “Daugavas Loki”. In 3rd *International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”*. *Book of abstracts*. Daugavpils, p.114.
- Soms, J., 2006a. Regularities of gully erosion network development and spatial distribution in south-eastern Latvia. *Baltica* 19(2), 72-79.
- Soms J., 2006b. Vegetation cover as factor controlling slope stability within gully channels: a case study from the Daugava Valley (SE Latvia). *European Geosciences Union General Assembly 2006 Geophysical Research Abstracts*, Vol.8, 05269, Vienna, Austria.
- Soms, J., 2007. Morphology and controlling factors of landslide cirque gullies: a case study from the Sprogu gravas nature monument (SE Latvia). In Casali, J., Gimenez, R. (eds.), *Progress in Gully Erosion Reserarch*. Proceedings of IV International Symposium on Gully erosion, Pamplona, Spain, 17 – 19 September, 2007. pp. 120-121.
- Soms, J., Bамbe, B., Suško, U., 2007. Erosion landforms and spatial distribution of rare vascular plant and moss species and habitats: case study in protected nature areas in SE Latvia. In 4th *International Conference “Research and Conservation of Biological Diversity in Baltic Region”*. *Book of abstracts*. Daugavpils, p.111.
- Soms, J., 2008. Klimata mainība un augsnes erozijas procesu aktivizācija ziemas periodā. *Grām. Plikša, I. (red.), Klimata mainība un ūdeņi*. Rakstu krājums. LU Akadēmiskais apgāds, Rīga, 121.-133.lpp.

- Soms, J. and Gruberts, D., 2008. Sediment and Nutrient Supply in the Gully Catchments of the Daugava Valley. *Lithuanian University of Agriculture Research papers VAGOS* 80(33), 92 – 101.
- Soms, J., 2010a. Reactivation of erosion processes in permanent gullies as a geomorphic response to extreme rainfall events. *Folia Geographica ser. Geographica-Physica* 41, 35-47.
- Soms, J., 2010b. Development and Morphology of Gullies in the River Daugava Valley, South-Eastern Latvia. In: Zglobicki W. (ed), *Human Impact on Gully Erosion*. Maria Curie-Sklodowska University, Institute of Earth Sciences, Lublin, pp.110-113.
- Soms, J., 2010c. Efemērās gravas un to veidošanos ietekmējošie faktori dienvidaustrumu Latvijā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija*. in press
- Soms, J. un Grišanovs, A., 2010. Erozijas procesu iespējamības novērtēšana un modelēšana saistībā ar prognozēto klimata izmaiņu virzību dienvidaustrumu Latvijā. *Krāj.: Plikša I. (ed), Klimata mainība un ūdeņi*. Rakstu krājums. Rīga, LU Akad. apgāds, 99.-111.lpp.
- Soms, J. un Kalniņa, L. 2010. Daugavas senielejas sengravu morfoloģijas un proluviālo nogulumu pētījumi erozijas formu vecuma noteikšanas iespēju kontekstā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija*. in press
- Soms, J. un Segliņš, V., 2010. Nogāžu procesu un gravu erozijas veidotie reljefa kompleksi dabas pieminekļa „Sproģu gravas” ietvertajā Daugavas senielejas daļā. *Acta Universitatis Latviensis: Zemes un vides zinātņu sērija*. in press
- Sørensen, R. and Seibert, J., 2007. Effects of DEM resolution on the calculation of topographical indices: TWI and its components. *Journal of Hydrology* 347(1-2), 79 - 89.
- Spravochnik po klimatu SSSR*, 1968. Iss. 5. Latviiskaja SSR. Part IV: Vlaznostj vozduha, atmosfernije osadki i sneznij pokrov. Hidrometizdat, Laningrad, 210 pp.
- Stalbovs, R., 1974. *Augsnes erozija Latvijas PSR*. Zinātne, Rīga, 79 lpp.
- Stankoviansky, M., 2003. Historical evolution of permanent gullies in the Myjava Hill land, Slovakia. Geomorphic responses to land use changes. *Catena* 51(3-4), 223– 239.
- Stokes, M.A. and Smiley, T.L., 1996. *An introduction to tree-ring dating*. The University of Arizona Press, Tucson, USA, 73 pp.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America* 63 (11), 1117-1142.
- Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* 38(6), 913–920.
- Straume, J., 1979. Sovremennij reljef Latvii. Nelednikoviye obrazovaniya. *Grām. Misans, J., Brangulis, A. (eds.), Geologicheskoye strojenije i poleznije iskopajemie Latvii*. Zinātne, Rīga, pp.302-426. (in Russian)
- Straume, J., 1984. Sovremenniye geologicheskije processi i yavleniya. Geomorfologiya. *Grām. Misans, J., Brangulis, A., Straume, J. (eds.), Geologija Latvijskoi SSR. Obyasnitelnaya zapiska k geologicheskim kartam Latvijskoi SSR M 1 :50 000*. Zinātne, Rīga, pp.143 - 144. (in Russian)
- Strods, H., 1992. *Latvijas lauksaimniecības vēsture. No vissenākajiem laikiem līdz XX gs. 90.gadiem*. Zvaigzne, Rīga, 287 lpp.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35:215-230.
- Summerfield, M.A., 1999. *Global Geomorphology*. Chapt. Slope Processes and forms. Longman, Edinburg, 537 pp.
- Szilassi, P., Jordan, G., van Rompaey, A., Csillag, G., 2006. Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at Lake Balaton, Hungary. *Catena* 68(2-3), 96-108.
- Šķiņķis, C., 1992. *Hidromeliiorācijas ietekme uz dabu*. Zinātne, Rīga, 297 lpp.
- Thomas, J.T., Iverson, N.R., Burkart, M.R., Kramer, L.A., 2004. Long-term growth of a valley-bottom gully, western Iowa. *Earth Surface Processes and Landforms* 29(8), 995– 1009.

- Torri, D., Dfalanga, M., Chisci, G., 1987. Threshold conditions for incipient rilling. In: Bryan, R.B. (ed.), *Rill Erosion: Processes and Significance. Catena Supplement. 8*, 97-105.
- Uijlenhoet, R. and Stricker, J.N.M., 1999. A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution. *Journal of Hydrology* 218(3-4), 101-127.
- United States Department of Agriculture (USDA), Soil Conservation Service, 1992. *Ephemeral Gully Erosion Model, EGEM*. User Manual.
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: impacts, factors and control. *Catena* 63(2-3), 132–153.
- Vandaele, K., Poesen, J., Govers, G., van Wesemael, B., 1996. Geomorphic threshold conditions for ephemeral gully incision. *Geomorphology* 16(2), 161-173.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., Nachtergaele, J., Kosmas, C., Roxo, M.J., De Figueiredo, T., 2000. Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* 25(11), 1201–1220
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N., 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena* 45(2), 123-161.
- Vanwalleghem T., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J., Nachtergaele J., Van Oost K., Slenters C. 2003. Characteristics and controlling factors of old gullies under forest in a temperate humid climate: a case study from the Meerdaal Forest (Central Belgium). *Geomorphology* 56(1-2), 15–29.
- Vanwalleghem T., Poesen J., Van Den Eeckhaut M., Nachtergaele J., Deckers J., 2005a. Reconstructing rainfall and land-use conditions leading to the development of old gullies. *The Holocene* 15(3), 378-386.
- Vanwalleghem T., Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., 2005b. Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils. *Geomorphology* 69(1-4), 76-91.
- Vanwalleghem, T., Bork, H.R., Poesen, J., Schmidtchen, G., Dotterweich, M., Nachtergaele, J., Bork, H., Deckers, J., Brüschen, B., Bungeneers, J., De Bie, M., 2005c. Rapid development and infilling of a buried gully under cropland, central Belgium. *Catena* 63(2-3), 221–243.
- Venska, V., 1982. Sovremennije geologicheskiye processi na territorii nacionalnogo parka Gauja. In: Eberhards, G. (ed), *Sovremennije ekzogennije processi i metodi ih issledovaniya*. Latvian State University press., Rīga, pp.139-159.
- Veretennikova, M.V., Zorina, J.F., Ljubimov, B.P., Nikolskaya, I.I., Prohorova, S.D., 1992. Ekologicheskiye problemi ovraznoj erozii v razlichnih geograficheskikh usloviyah. In Chalov, R.S. (ed), *Ekologicheskiye problemi erozii pochv i ruslovi processov*. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 80-94.
- Vogt, J.V., Colombo, R., Bertolo, F., 2003. Deriving drainage networks and catchment boundaries: a new methodology combining digital elevation data and environmental characteristics. *Geomorphology* 53(3-4), 281-298.
- Wasson, R.J., Olive, L.J., Rosewell, C.J., 1996. Rates of erosion and sediment transport in Australia. In: *The International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publ., No 236, "Erosion and sediment Yield: Global and Regional Perspectives*, pp.139-148.
- Webster, R. and Oliver, M.A., 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley & Sons, Chichester, 271 pp.
- Weggel, J.R. and Rustom, R., 1992. Soil erosion by rainfall and runoff – state of the art. *Geotextiles and Geomembranes* 11(4-6), 551-572.
- Weidelt, H. J. 1975. *Manual of Reforestation and Erosion Control for the Philippines*. German Agency for Technical Cooperation, Ltd. (GTZ) D-6237 Eshborn: 569 pp.
- Whiting, P.J., 2003. Flow measurement and characterization. In Kondolf, G.M., Piegay, H. (eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 332-333.
- Wicks, J.M. and Bathurst, J.C., 1996. SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling systems. *Journal of Hydrology* 175(1-4), 213–238.
- William, K. H., Thorsteinn, T., Freysteinn, S., 2003. Martian hillside gullies and Icelandic analogs. *Icarus* 162, 259-277.

- Wischmeier, W. and H., Smith, D., D., 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *American Geophysical Union Transactions* 39, 285-291.
- Wischmeier W.H., Smith D.D., 1965. *Predicting rainfall erosion losses from cropland East of the Rocky Mountains: Guide for Selection of Practices for Soil and Water Conservation*. Agricultural Research Service Handbook No 282. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Washington, DC. 47 pp.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning with the Universal Soil Loss Equation (USLE). *Agricultural Research Service Handbook No. 537*. Springfield, United States Department of Agriculture, 1–58.
- Woodland, A.W., 1970. The buried tunnel-valleys of East Anglia. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 37, 521–578.
- Woodward, D.E., 1999. Method to predict cropland ephemeral gully erosion. *Catena* 37(3-4), 393–399.
- Wright, H.E., 1973. Tunnel valleys, Glacial surges, and subglacial hydrology of the superior lobe, Minnesota. In: Black, R.F., Goldthwait, R.P., Willman, H.B. (eds.), *The Wisconsinan Stage*. The Geological Society of America, Memoir 136, pp. 251–276.
- Wu, Y. and Cheng, H., 2005. Monitoring of gully erosion on the Loess Plateau of China using a global positioning system. *Catena* 63(2-3), 154–166.
- Wu, B., Wang, G., Xia, J., Fu, X., Zhang, Y., 2008. Response of bankfull discharge to discharge and sediment load in the Lower Yellow River. *Geomorphology* 100(3-4), 366-376.
- Young, A., 1972. *Slopes*. Oliver & Boyd, Edinburg, 288 pp.
- Young A., Brunsdon D., Thornes J.B., 1974. Slope profile survey. *British Geomorphological Research Group Bulletin* No. 11. Geo Abstracts, Norwich, 52 p.
- Zeiler, M., 1999. *Modeling Our World. The ESRI Guide to Geodatabase Design*. Environmental Systems Research Institute, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 199 pp.
- Zelčs, V., 1997. Reljefs. Grām. Kavacs, G., (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 4. sēj. Preses nams, Rīga, 234.-238.lpp.
- Zelčs, V., 1998. Subates subglaciālās iegultnes. Grām. Kavacs, G. (red), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 5. sēj. Preses Nams, Rīga, 167.-168.lpp.
- Zelčs, V. un Markots, A., 1999. *Ģeoloģiskās informācijas izmantošana teritorijas attīstības plānošanā*. Valsts ģeoloģijas dienests, Latvijas Universitāte, Rīga, 130 lpp.
- Zelčs, V. and Markots, A., 2004. Deglaciation history of Latvia. In Ehlers, J., Gibbard, P. L. (eds.), *Extent and Chronology of Glaciations*, v.1 (Europe). Elsevier, 225–244 pp.
- Zernitz, E.R., 1932. Drainage patterns and their significance. *Journal of Geology* 40(6), 498-521.
- Zelmanis, A., Zvaigzne, V., Vanags, V., Kaminskis, J., Dambis, A., Celms, A., Bērziņš, V., 2001. *Mūsdienu Latvijas topogrāfiskās kartes*. LR VZD, Rīga, 204 lpp.
- Zhang, Y.G., Wu, Y.Q., Liu, B.Y., Zheng, Q.H., Yin, J.Y., 2007. Characteristics and factors controlling the development of ephemeral gullies in cultivated catchments of black soil region, Northeast China. *Soil and Tillage Research* 96(1-2), 28–41.
- Zorina, J.F., 2006. Razvitije predstavlenij ob ovraznoy erozii. In Zorina, J.F. (ed.), *Geografija ovraznoj erozii*. Moscow Univ. Press, Moscow, pp. 6-8. (in Russian)
- Zucca, C., Canu, A., Peruta, R. D., 2006. Effects of land use and landscape on spatial distribution and morphological features of gullies in an agropastoral area in Sardinia (Italy). *Catena* 68(2-3), 87-95.
- Zunde, M., 1999. Mežs leduslaikmeta beiguposmā un pēcdeluslaikmetā. Grām. Strods, H. (red), *Latvijas mežu vēsture līdz 1940. gadam*. Pasaules dabas fonds, Rīga, 117.-140.lpp.
- Zygmunt, E., 2009. Alluvial fans as an effect of long-term man–landscape interactions and moist climatic conditions: A case study from the Glubczyce Plateau, SW Poland. *Geomorphology* 108(1-2), 58–70

Pārskatam par gravu definīcijām izmantotie enciklopēdiskie izdevumi, vārdnīcas un informācijas avoti

- Ahnert, F., 1998. *Introduction to geomorphology*. Arnold, London, 352 pp.
- Ancāne, 2000. Šķirkļis „grava”. *Grām.* Ancāne, I., *Dabas ģeogrāfija. Skaidrojošā vārdnīca*. Rīga, Zvaigzne ABC. lpp.87.
- Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Mit einem ABC der Geologie*, 1962. Leipzig, Verlag Werner Dausien, p.716.
- Food and Agriculture Organization (FAO), 1965. *Soil erosion by water. Some measures for its control on cultivated lands. Agricultural Paper*, vol. 81. FAO, Rome, 299 pp.
- Geograficheskiy enciklopedicheskiy slovarj*, 1988. Ponjatijai i termini. Treshnikova, A.F. (ed), Moscow, Sovetskaya enciklopedija, p. 206.
- Geologicheskij slovarj*, 1978. Vol. 2. Alihov, T.N. and oth. (eds). Mosow, Nedra. p. 26.
- Glossary of Soil Science Terms*, 2001. Soil Science society of America. [Online, 22 Januar 2010], URL: <https://www.soils.org/publications/soils-glossary#>
- Gully Assessment Procedures Guidebook*, 2001. 4th edit. Ministry of Forests, Government of British Columbia, Canada, 60 pp.
- IDNR, 1983. *Gully erosion*. Iowa Department of Natural resources. [Online, 19 April 2010], URL: <http://www.igsb.uiowa.edu/Browse/gullyero/gullyero.htm>
- Latvijas padomju enciklopēdija*, 1983. Šķirkļis „grava”. *Grām.* Āboliņš, E., Baltiņš, G., Beķers, M. u.c. (red.), *Latvijas padomju enciklopēdija*, 3.sēj. Galvenā enciklopēdiju redakcija, Rīga, lpp. 604.
- Mayhew, S. and Penny, A., 1992. *The Concise Oxford Dictionary of Geography*. Oxford University Press, New York, p.101.
- NRI-92: Instructions for Collecting 1992 National Resources Inventory Sample Data*, September 1991. Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture, Washington, DC [Online, 12 February 2010], URL: <http://www.nrcs.usda.gov>
- Press, F., Siever, R., 1998. *Understanding Earth*. Chapt. 13 Rivers: Transport to the Oceans. 3rd edit. W.H.Freeman and Company, New York, pp. 316-343.
- Saltupe, B., 1995. Grava. *Grām.* Kavacs, G. (red.), *Enciklopēdija Latvija un latvieši. Latvijas daba*. 2. sēj. Latvijas enciklopēdija, Rīga, 122.lpp.
- Soil survey manual*, 1993. Soil Survey Division Staff. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture. Handbook No. 18. 315 pp.
- Strahler, A.H. and Strahler, A.N., 1992. *Modern Physical Geography*. 4th edition. John Wiley & sons, New York, 638 p.
- Tarback, E.J. and Lutgens, F.K., 1996. *EARTH. An Introduction to Physical Geology*. Chapt. 5 Weathering and Soil. Prentice Hall, New Jersey, pp. 107-129.
- Webster's New International Dictionary*, 1954. 3rd edition, G.&C. Merriam, Springfield, Mass., v.9 p. 432.
- Whittow, J.B., 1984. *The Penguin Dictionary of Physical Geography*. Penguin Books, Harmondsworth, UK, p.240.

Kartogrāfiskais materiāls

- LR Armijas štāba Ģeodēzijas un topogrāfijas nodaļas 1928.-1932.g. izdotās topogrāfiskās kartes M 1 : 75 000 ar horizontāļu griezuma augstumu 2 asis (=4,267 m)
- LR Armijas štāba Ģeodēzijas un topogrāfijas nodaļas 1928.-1932.g. izdotās topogrāfiskās kartes M 1 : 25 000 ar horizontāļu griezuma augstumu 4 m.
- PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1 : 50 000 (1942.g. koord. sistēma, horizontāļu griezuma augstums 10 m; 1983.g. izdevums)

- PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1 : 25 000 (1963.g. koord. sistēma, horizontāļu griezumā augstums 5 m; 1969.-1979.g. izdevums pēc 1951.g. rekonoscijas datiem)
- PSRS MP Ģeodēzijas un kartogrāfijas galvenās pārvaldes topogrāfiskās kartes M 1 : 10 000 (1963.g. koord. sistēma, horizontāļu griezumā augstums 2 m; 1976.g. izdevums pēc 1971.g. rekonoscijas datiem)

Interneta avoti un resursi

- GRDC, 2009. The Global Runoff Data Centre, 56068 Koblenz, Germany. URL: <http://www.bafg.de/GRDC> [Online, 10 december 2009]
- LVGMC, 2009. Latvijas vides, ģeoloģijas un meteoroloģijas centrs, meteoroloģisko staciju „Daugavpils” un „Rēzekne” novērojumu dati., URL: http://www.meteo.lv/public/hidrometeo_dati.html [Online, 16 december 2009]

Ģeoloģiskās un hidroģeoloģiskās izpētes un kartēšanas rezultātu nepublicētie pārskati un atskaites

- Aleksāns, O., Ginters, G., Juškevičs, V., 1991. *Rezultati kompleksnoj gidrogeologicheskoj i inženerno-geologicheskoj sjemki M 1:50 000 so sjomkoi četvertichnih otlozenij M 1:50 000 dlja celei melioracii v predelah listov O-35-127-A,B,V,G; O-35-128-A,B,V,G; O-35-129-A,V (Rezekne). Otchet gidromeliorativnogo otrjada 1988.-1991.gg.* Rīga, Ģeoloģijas pārvalde, 693 pp. (VĢF Inv.Nr. 10840) (in Russian)
- Juškevičs, V., Vihotj, L., Vozvišajev, A., 1978. *Otchet o kompleksnoj gidrogeologicheskoj i inženerno-geologicheskoj sjemke M 1:50 000 v raione g. Daugavpils s 1974.-1978.gg.* Rīga, 625 pp. (VĢF Inv.Nr. 09588) (in Russian)
- Juškevičs, V., 1992. *Latvijas kvartāra nogulumu litoloģijas, reljefa un mūsdienu ģeoloģisko procesu karte M 1:200 000.* Rīga, Latvijas ģeoloģ. apv., 12 lpp. (VĢF Inv.Nr 10926)
- Liepiņš, P., Krūkle, M., 1953. *Daugavas ielejas ģeoloģija un morfoloģija posmā no Drisas līdz Ilūkstei.* Rīga, LPSR ZA Ģeoloģijas un derīgo izrakteņu institūts, 27 lpp. (VĢF Inv. Nr. 00293)
- Sverzinskij, P., Zuk, J., Pasyukevich, V., Maklanova, A., 1958. *Geologicheskaja i geomorfologicheskaja karta Latvijiskoi SSR M 1:200 000 (Vidzi, Braslav). Otchet o kompleksnoj geologicheskoj sjemke M 1:200 000 v predelah territorii lista N-35-III (Vidzi) i N-35-IV (Braslava) s 1957.-1988.gg.* Minsk. (VĢF Inv. Nr. 02218) (in Russian)
- Ulģis, M., Ginters, G., Aleksāns, O., Stievriņš, O., Deglis A., Meirons, Z., Markov, V., 1983. *Otchet o kompleksnoj gidrogeologicheskoj i inženerno-geologicheskoj sjemke so sjomkoi četvertichnih otlozenij M 1:50 000 dlja celei meliorativnogo stroitelstva v predelah listov O-35-139-A,B,V,G (Aglona).* Rīga, Ģeoloģijas pārvalde, 474 pp. (VĢF Nr. 10035) (in Russian)

Nepublicētie avoti

- Eberhards, G., 1991. Dabas parka "Daugavas loki" reljefa raksturojums. Grām. *Dabas parka "Daugavas loki" attīstības ģenerālskāme.* Jelgava, 1991, 290 lpp.
- Trukšāns L., 2009. Pers. kom. ar novadpētnieku L. Trukšānu, viņa sniegtās ziņas par gravu veidošanos, kuras viņš 1978. gadā pierakstījis no vietējiem iedzīvotājiem Lazdukalnu mājās.