



LATVIJAS UNIVERSITĀTES ZINĀTNISKIE RAKSTI

ACTA UNIVERSITATIS LATVIENSIS

547

Экзодинамические процессы
и методы их исследования

Министерство народного образования Латвийской ССР
ЛАТВИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
Географический факультет

ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И
МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Научные труды
Том 547

Латвийский университет
Рига 1990

ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экзодинамические процессы и методы их исследования: :
Научные труды / Отв. ред. Г.А.Эберхарде. Т.547. Рига: ЛУ,
1990. 134с.

Настоящий сборник статей представляет собой опыт обобщения новых методических разработок изучения и оценки интенсивности и характера проявления экзогенных геологических и рельефообразующих процессов, как современных, так и проявляющихся в течении более длительного отрезка времени, включая ледниковое и послеледниковое время. Кроме методических разработок общего значения в сборнике помещены статьи, содержащие новые данные об особенностях и механизме формирования отдельных форм рельефа на территории Латвии. Сборник рассчитан на географов, геоморфологов, геологов и других специалистов.

Krājumā apkopoti jaunāko metodisko izstrādņu raksti par ledus lāikmeta, pēcledus laikmeta un mūsdienu eksogēno ģeoloģisko un reljefu veidojošo procesu izpausmes rakstura un intensitātes izpēti, kartografēšanas un novērtēšanas metodiku. Otra grupa publikāciju atspoguļo konkrētu Latvijas reljefu veidojošo procesu, kā arī reljefa formu un tipu veidošanās un attīstības īpatnību un likumsakarību pētījumu rezultātus. Publikācijas var interesēt ģeogrāfus, ģeomorfologus, ģeologus u.c. speciālistus.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

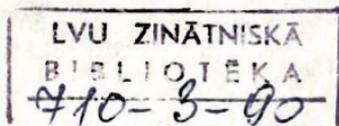
Г.А.Эберхарде (отв. ред.), В.С.Зелче, А.Ванага

Э 1905030000-037У Изм. 7. 90
МБ12(11)-90



Латвийский
университет,
1990

ISBN 5-7970-0106-3



ВВЕДЕНИЕ

Основные проблемы, рассматриваемые в статьях настоящего сборника, — это современные экзодинамические процессы моря на Латвийском побережье и водохранилищах Даугавского каскада ГЭС, развитие процессов карста, о происхождении микрорельефа верховых болот Латвии, а также методика исследования процессов на морских берегах, на территории крупного города и др. На современном этапе изучение и прогнозирование экзодинамических процессов является важной теоретической и прикладной задачей. Актуальность таких специальных исследований и разработка методик исследования определяется задачами, вытекающими из "Территориальной комплексной схемы охраны природы Латвийской ССР" и г. Риги на 1990 г. и на последующую пятилетку, утвержденной директивными органами республики. В число разработчиков данной схемы входит и географический факультет Латвийского гос. университета.

Во-вторых, изучение динамики морских берегов, а также и разработка специальной методики исследования непосредственно связаны: а) с десятилетием (1987—1996 гг.) международной программы мониторинга морских берегов и подъема уровня моря, объявленной Комиссией береговой среды Международного географического Союза (Международный симпозиум в г. Таллине, август, 1986 г.), а также б) с международным проектом № 14 МАВ в рамках ЮНЕСКО (1987—1990 гг.) по теме "Разработать научно-методические и научно-организационные принципы комплексного экологического мониторинга Мирового океана и осуществить комплексный экологический мониторинг в отдельных районах Мирового океана (в т.ч. Балтийского моря).

Новизна публикаций:

1. Впервые предложена новая методика создания и ведения мониторинга пляжей и берегов моря вершины Рижского залива (Г. Эберхардс, Б. Салтупе), а также картографирования и изучения современных экзодинамических процессов на территории крупного города (Г. Эберхардс).
2. Впервые на основании специальных многолетних исследований получены точные количественные и качественные показатели

абразии берега на Курземском побережье (стационар "Лиеная") Балтийского моря (В.Венска), необходимые для прогнозирования.

3. Впервые публикуются обобщенные данные о процессах переработки берегов и эволюции водохранилищ Даугавского каскада ГЭС (Я.Пробокс, Э.Циематниекс).
4. Впервые дана оценка проявления карста на территории республики (Л.Трацевская).

Методические разработки и конкретные исследования экзодинамических процессов по проблемам публикуемым в сборнике имеют прикладной характер. В частности, разработки по мониторингу и динамике пляжей г. Дрмала, по абразионным процессам на участках берега Балтийского моря и Рижского залива выполняются по заданию Госплана республики (Управление геологии) или в рамках Территориальной комплексной схемы охраны природы (Заказчик Горисполком г. Риги), а также для целей перспективного планирования развития г. Дрмала - курорта всесоюзного значения (Задание Исполнительного комитета г. Дрмала), для защиты и рационального использования береговой зоны водохранилищ каскада на р. Даугава. Статьи иллюстрируются разнообразным графическим, геологическим, геоморфологическим и др. материалом. Работа предназначена геоморфологам, геологам, географам и др. специалистам.

IEVADS

Lasītājam piedāvātajā rakstu krājumā iekļauto rakstu tematika veltīta galvenokārt mūsdienu eksodinamiskajiem procesiem - jūras krastu abrāzijas izpausmēm Latvijas piekrastē, Daugavas CBS kaskādes ūdenskrātuvju pārveidošanās un ilgperiodiskās attīstības likumsakarībām, karsta parādību reģionālo norišu novērtējumam, līdz šim maz zināmajām Latvijas augsto (sūnu) purvu mikroreljefa veidošanās un attīstības likumsakarībām un īpatnībām, kā arī jūras pludmalēs un lielpilsētas teritorijā notiekošo procesu izpētes

metodikas un prognozēšanas jautājumiem. Minēto eksodinamisko procesu izpēti un prognozēšanas teorētisko un praktisko aktualitāti (sevišķi jūras krastu, pludmaļu un lielpilsētu teritorijās) nosaka tie uzdevumi, kas izriet no valsts dienestu apstiprinātās Latvijas PSR Kompleksās teritoriālās dabas aizsardzības shēmas un analogas Rīgas pilsētas shēmas izstrādes prasībām. Abu minēto shēmu izstrādē piedalās arī LVU Ģeogrāfijas fakultāte un ražošanas apvienība "Latvijas ģeoloģija".

Otrkārt, jūras krastu dinamikas padziļināta izpēte un specializētu pētījumu un novērojumu metodikas izstrādes aktualitāte tieši saistīta ar Pasaules okeāna līmeņa un krastu izmaiņu starptautiskā monitoringa programmas realizācijas desmitgadi (1987-1996.g.), kuras iniciators un koordinators ir Starptautiskās ģeogrāfu savienības Krastu vides komisija (Starptautiskais simpozījs Tallinā 1986.gada augustā). Savukārt, analoģu pētījumu izvērsšanu paredz arī UNESCO ietvaros izstrādājamā starptautiskā projekta Nr. 14 (Cilvēks un biosfēra) tēma "Pasaules okeāna un tā atsevišķu rajonu (tai skaitā arī Baltijas jūras un Rīgas līča) kompleksā ekoloģiskā monitoringa zinātniski metodisko un zinātniski organizatorisko principu izstrāde".

Rakstu krājumā pirmo reizi sniegts ieskats par Rīgas līča krastu un pludmaļu reģionālā monitoringa izveidošanas un ekspluatācijas metodiku (B.Saltupe, G.Eberhards), kā arī par lielpilsētas (Rīgas) teritorijā notiekošu mūsdienišo eksodinamisko procesu kartografēšanu un izpēti (G.Eberhards). V.Venskas publikācija iepazīstina ar jūras krastu abrāzijas procesu izpausmes intensitāti Kurzemes piekrastes Liepājas stacionāra rajonā. Savukārt, J.Proboka un M.Ciematniekā raksti sniedz apkopojošu ieskatu par Daugavas HES kaskādes ūdenskrātuvju krastu pārveidošanos un pašu ūdenskrātuvju evolūciju.

Tracevskas rakstā pirmo reizi sniegts aktīvā krastu procesu izpausmju rakstura un intensitātes novērtējums

dažādos Latvijas reģonos.

V.Zelča, L.Zelča un A.Markota, balstoties uz dažāda novietojuma augsto purvu mikroreljefu formu grupējumu detalizētu analīzi un kādras uzkrāšanās ātruma aprēķiniem dažādos purvos, parāda sarežģīto sūnu purvu ezeriņu un grādu mikroreljefa kompleksa veidošanos kā purvu augšanas pašregulēšanās procesu.

Krājuma noslēgumā V.Zelča, A.Markota un I.Strautnieka rakstā sniegtas principiāli jaunas atziņas par drumliņu ģenēzi un paleogeogrāfisko situāciju to veidošanās laikā pleistocēnā.

Krājumā publicētie raksti, tiklab metodiskā rakstura, kā arī par konkrētās teritorijās notiekošajiem procesiem, tieši vai netieši saistās ar šodien republikā aktuālām zinātniskajām programmām u.c. izstrādājumām. Tā Baltijas jūras krastu abrāzijas procesu stacionārie pētījumi un Rīgas līča un Jūrmalas pilsētas krastu un pludmaļu monitoriņa sistēmas izveidošana tiek veikta saskaņā ar republikas Valsts Plāna komitejas uzdevumu (Latvijas Ģeoloģija), Jūrmalas pilsētas Izpildu komitejas pasūtījumu (LVU Ģeogrāfijas fakultāte), kā arī izstrādājamo Komplekso teritoriālo dabas aizsardzības shēmu ietveros.

Rakstus ilustrē daudzveidīgs, oriģināls grafiskais materiāls (shēmas, kartoshēmas, profili, griezumī, tabulas u.c.). Krājumā apkopotās jaunākās teorētiskās un praktisko pētījumu atziņas var būt noderīgas ģeologiem, geomorfologiem, ģeogrāfiem, vides aizsardzības u.c. speciālistiem.

Салтупе Б.М., Эберхардс Г.Я. 
Латвийский университет

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ СИСТЕМЫ
РЕГИОНАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА ПЛЯЖЕЙ
(НА ПРИМЕРЕ РИЖСКОГО ЗАЛИВА)

За последние десятилетия глобальный размыв морских аккумулятивных берегов был подтвержден работами Комиссии береговой среды (1976-1984 гг.) Международного географического союза (Gribbin, 1984; Hinscherger, Michel, 1985; Bird, 1987). На международном форуме, организуемом Комиссией береговой среды в Таллине (1986 г.), было принято решение период с 1987 по 1996 годы объявить десятилетием мониторинга изменения уровня Мирового океана и морских берегов, таким образом, призывая специалистов различных стран объединить усилия по изучению и прогнозу ожидаемых изменений и активизации процессов абразии. В течение последнего десятилетия изучению динамики и прогнозированию изменений пляжей уделено пристальное внимание, в целом весьма четко выявлены основные закономерности, сезонные, циклические, кратко- и долгопериодические изменения объема и морфологии пляжей, эволюции седиментации на пляжах (Ингл, 1971; Halle-gouet, Moign, 1979; Nordstrom, 1980; Norby, 1981; Bowman, 1981; Blanc, Froget, 1981; Eliot, Clarke, 1982a, 1982 б; Murty, Veerayya, Varadachary, 1982; Hashimoto, Uda, 1982; Fisher, 1984; McAllister, Raymond, 1985; Martinez, 1986; Levoy, 1986). Детальные кратко- и долгосрочные исследования морфодинамики берегов и пляжей Восточной Балтики, за исключением отдельных участков берега Литовской ССР (Долотов и др., 1968), не проводились.

В настоящее время необходимы конкретные цифровые данные о состоянии и динамике пляжей и берегов. Необходимо

разработать прогноз развития морских береговых экзодинамических процессов и организовать постоянный контроль развития современных процессов. Это требует создания регионального мониторинга берегов и пляжей всего Рижского залива, рассматриваемого как определенная региональная природная система с общей протяженностью береговой линии около 250 км.

Обособленность Рижского залива определена двумя вдольбереговыми потоками наносов, идущими вдоль западного и восточного берегов в сторону вершины залива, а также стоком наносов трех основных рек (Даугава, Гауя, Лиелупе), впадающих в залив в районе аккумулятивной части вершины залива (рис. 1). Общий объем твердого стока (влекомых наносов) этих рек по приближенным расчетам (до строительства каскада ГЭС на р. Даугава) оценивается в 12 000 м³ год (Ульст, 1957). Твердый сток малых рек, впадающих непосредственно в залив, незначителен и существенно не влияет на баланс наносов на пляже и подводном береговом склоне. Кроме того, в устьях целого ряда из них расположены порты и причалы, возведены молы и др. инженерные защитные сооружения, которые весьма существенно изменяют естественный процесс вдольберегового транспорта наносов.

Создание мониторинга пляжей и берегов Рижского залива в основных чертах базируется на общих принципах мониторингов, в частности на "Общей схеме мониторинга экзодинамических геологических процессов", разработанной А.И.Щеко (1985). В отличие от упомянутой принципиальной схемы, рекомендуемой учреждениям Министерства геологии СССР, мы предлагаем более рациональный для практического ведения вариант мониторинга (рис. 2), диктуемый прикладными потребностями и значимостью для рекреации, городского и курортного хозяйства участков береговой зоны.

В системе предлагаемого регионального мониторинга побережье Рижского залива подразделяется на три района (участки I категории по Круподерову, 1985), различающихся как по проявлению современных экзодинамических процессов (ЭДП) и по ориентации берегов относительно действующих основных

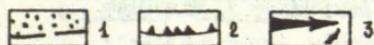
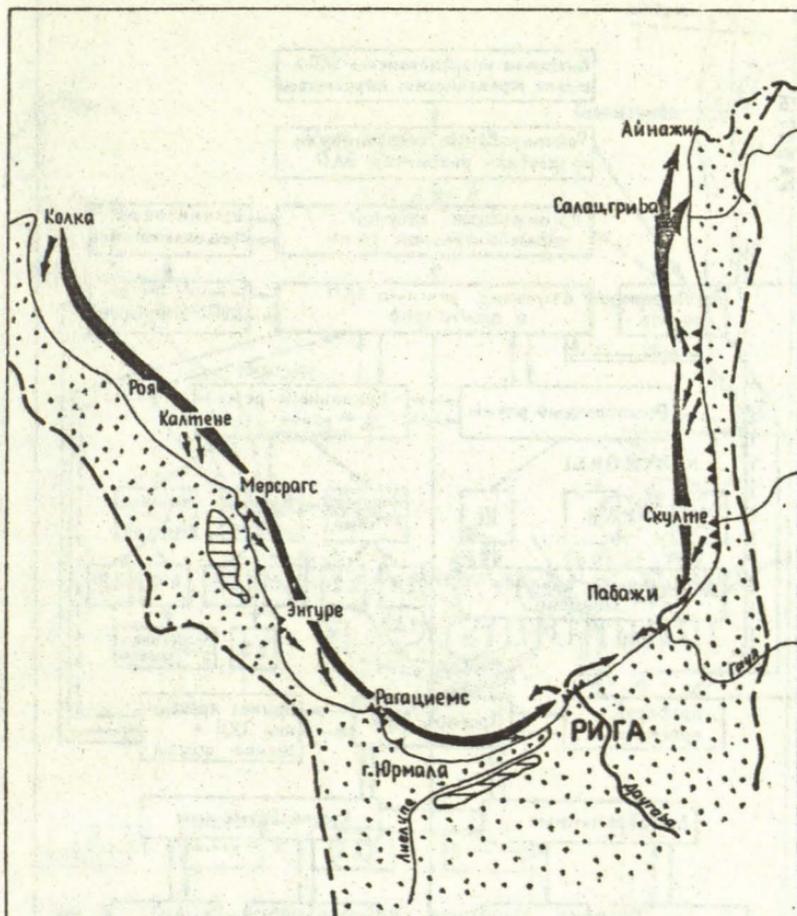


Рис. 1 ОБЩАЯ СХЕМА РИЖСКОГО ЗАЛИВА

- 1 - Абразионно-аккумулятивная равнина побережья
- 2 - Абразионные участки берега
- 3 - Вдольбереговой поток наносов и пути его питания и разгрузки.

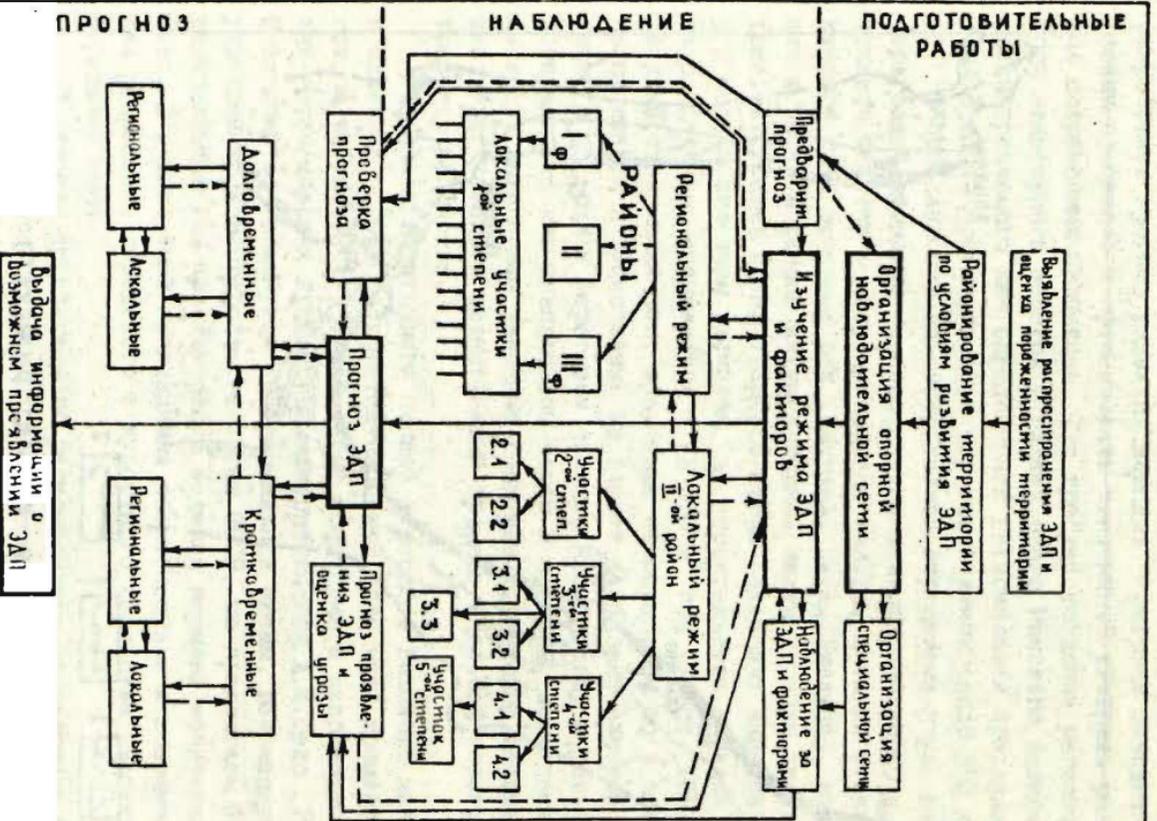


Рис. 2. Общая схема мониторинга экодинамических процессов (ЗАП) морских берегов Рижского залива.

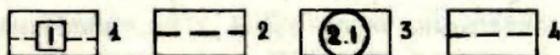
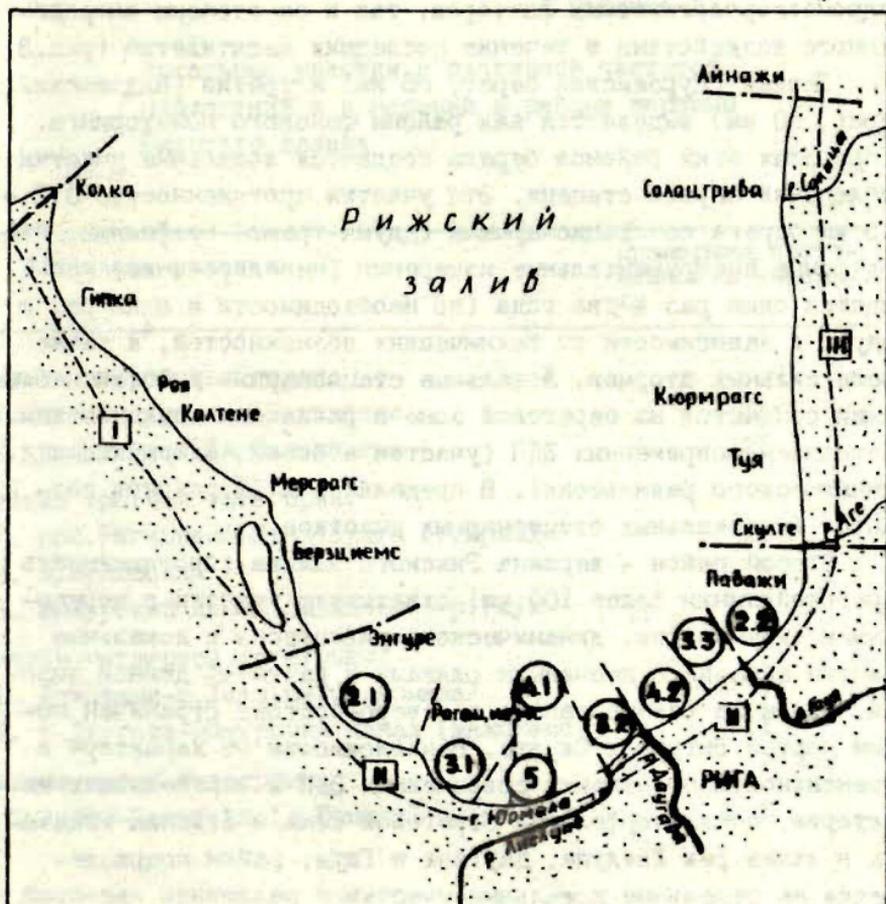


Рис 3. Схема расположения основных районов и участков с различной частотой наблюдений. 1 - основные районы подережья, 2 - границы районов, 3 - участки берега различных категорий по частоте наблюдений и измерений, 4 - границы участков.

гидрометеорологических факторов, так и по степени антропогенного воздействия в течение последних десятилетий (рис.3).

Первый (Курземский берег, 85 км) и третий (Видземский берег, 60 км) выделяются как районы фонового мониторинга. В пределах этих районов берега создаются локальные участки наблюдений первой степени. Это участки протяженностью 0,2 - 0,5 км берега со стационарными (двумя-тремя) профилями, где повторные инструментальные измерения (нивелирование) проводятся один раз в два года (по необходимости и один раз в году), в зависимости от технических возможностей, а также после сильных штормов. Локальные стационарные участки наблюдений создаются на береговой зоне с различным динамическим состоянием современных ЭДП (участки абразии, аккумуляции и динамического равновесия). В пределах I и II районов создаются 15 локальных стационарных участков.

Второй район - вершина Рижского залива (протяженность береговой линии более 100 км) охватывает участки с чередованием аккумуляции, динамического равновесия и локальные участки абразии с песчаными пляжами и развитой донной ложой. Район на северо-западе и северо-востоке ограничен молами портов Энгуре и Скулте. В зависимости от характера и интенсивности проявления современных ЭДП и определяющих их факторов, общей морфологии береговой зоны и влияния впадающих в залив рек Лиелупе, Даугава и Гауя, район подразделяется на отдельные локальные участки с различной частотой наблюдений и измерений (табл. I). Выделяются два участка второй степени (категории). В пределах этих участков стационарные профили расположены через 0,6-1,2 км, измерения проводятся один раз в году (рис. 3). В пределах участков третьей степени (категории) наблюдения и повторные измерения проводятся два раза в году - весной и осенью. В пределах участков четвертой степени (категории), которые представляют участки берега с наивысшей концентрацией отдыхающих в черте г. Юрмала и на участке от устья р. Даугава до Мехциемс, повторные измерения проводятся по сезонам года (в начале весны, летом, осенью, в начале зимы). В пределах участка

Таблица I

Локальные участки с различной частотой наблюдений и измерений в районе вершины Рижского залива

Локальные участки	Примерная протяженность участка, км
Участки второй категории:	
2.1. пос.Энгуре-пос.Рагациемс	22
2.2. р.Гауя-пос.Звейниецциемс	21
Участки третьей категории:	
3.1. пос.Рагациемс-Яундубулты (г.Юрмала)	21
3.2. о.Буллосала	6
3.3. Эймурский канал (Межциемс)-р.Гауя	7
Участки четвертой категории:	
4.1. Дзинтари-р.Лиелупе (г.Юрмала)	7
4.2. р.Даугава-Эймурский канал (Межциемс)	11
Участок пятой категории:	
5. Дубулты-Дзинтари (г.Юрмала)	5

пятой степени (категории), который расположен в центральной части г. Юрмала (ст. Дубулты- ст. Дзинтари), повторное нивелирование проводится через две недели. В пределах участков третьей и четвертой категорий стационарные профили расположены через 0,2-0,6 км, а пятой категории - через 0,2-0,3 км.

Создание спорной наблюдательной сети мониторинга пляжей и берегов Рижского залива началось в 1937 году и полностью завершится в 1990 году, опорная сеть представит собой примерно 200-220 стационарных профилей. В течение первого года создавалась опорная сеть профилей и велись исследования в

пределах основного второго района с более чем 120 стационарными профилями. На территории г. Дрмала (25 км) с 1982 года созданы первые стационарные профили. По ним в течение четырех лет два раза в году (весной и осенью) велись повторные нивелировки. Эти стационарные профили стали основной опорной сети наблюдений и измерений.

Для получения более полной информации о пляже в промежутках между стационарными профилями через 100-250 м инструментальными и полуинструментальными приемами определялись морфометрические параметры пляжа (ширина высокой и низкой частей и др.). По всем стационарным профилям определяется объем осадков субаэрального пляжа (мониторинг бюджета осадков), что позволяет более точно выявить долгосрочные тенденции, циклы изменений и периодические колебания объема осадков на пляжах (Miot, Clarke, 1982).

На основании инструментальных и полуинструментальных измерений, данных детального картирования и расчетов объема осадков, составляются комплексные графики пространственных и временных изменений морфометрических и объемных величин пляжа и авантоны.

По мере создания опорной сети по изучению режима ЭДП и факторов создавались специальные сети (площадки, участки) режимных наблюдений и измерений:

1) площадки наблюдений за ростом молодой авантоны и выносом ветром песка с пляжа (участки протяженностью до 100-200 м).

2) участки наблюдений за смещением кромки берегового уступа на участках абразии (съемка контура отступающего берегового уступа протяженностью 100-200 м).

Сдновременно с изучением морфодинамики пляжа на охарактеризованных выше опорных и дополнительных сетях и участках наблюдений разрабатывается блок гидрометеорологического обеспечения (ветро-волновой режим, колебания уровня моря, осадки, температура воздуха и др.) с целью выявления региональных и локальных атмосферных и океанографических

ких процессов, их цикличности и периодичности. Эти динамические факторы непосредственно определяют динамику пляжей (Eliot, Clarke, 1982; Blanc, Proget, 1981; Murty, Veerayya, Varadachari, 1982; Fisher, 1984 и др.). В качестве исходного фактического материала для расчетов используются данные наблюдений метеостанций и фидучные наблюдения системы гидрометеослужбы. С целью выявления региональных и локальных долгосрочных и краткосрочных изменений берегов Рижского залива разворачиваются исследования и полевые геодезические работы по блоку топо-геодезического обеспечения. Это повторная съемка районов устьевых баров рек Лиелупе и Гауя, а также других участков береговой зоны, где специальные работы эпизодически проводились с прошлого века или менее длительный отрезок времени. Особое место отведено анализу динамики берегов в течение последних 100-150 лет по съемочным и картографическим материалам, позволяющим ретроспективно оценить тенденции развития береговой зоны за весьма длительный отрезок времени. Наряду с морфологическими, морфометрическими и объемными изменениями пляжа береговые процессы реконструируются по контрастам гранулометрических и петрографо-минералогических показателей. Гранулометрический анализ поверхностных отложений пляжа, проводившийся регулярно в течение года, позволяет выявить закономерности береговых процессов в ходе годового цикла седиментации, установить периоды наиболее значительного размыва и аккумуляции, а также пространственные закономерности распределения этих процессов (Martinez, 1986). В пределах вершины Рижского залива интервал отбора образцов для гранулометрических и петрографо-минералогических исследований песчаных отложений пляжа составляет примерно 0,5-1,0 км (в местах створов профилей пляжа). Основным итогом функционирования создаваемой системы мониторинга является не только выдача оперативной (сезонной, годичной) информации о состоянии и изменениях пляжей в количественном и качественном выражениях, но и разработка

кратко- и долговременного регионального и локального прогноза ЭДП береговой зоны и оценка угрозы.

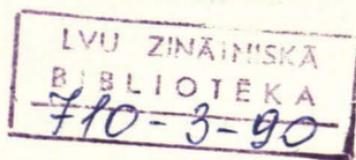
В последнее десятилетие в условиях глобального характера преобладания процессов размыва песчаных пляжей и берегов особое внимание уделяется прогнозированию развития этих процессов. Одной из основных причин размыва берегов является преобладание подъема относительного уровня моря (ОУМ) и приспособление поперечного профиля береговой зоны к этому процессу. Специальные исследования на западном побережье Дании, на побережье Южной Каролины и берегов оз. Мичиган показали достаточно широкую применимость так называемого правила Бруна, позволяющего количественно оценить величину отступления берегов при подъеме уровня моря (Bruun, Schwartz, 1985). Согласно этому правилу величина отступления берега $r = Va/D$, где v - ширина участка дна, подвергающегося воздействию волн; D - глубина этого участка; a - величина подъема уровня моря. Это правило описывает двумерную модель замкнутой системы береговой зоны, т.е. не учитывает вдольбереговое перемещение наносов, а также обмен осадочным материалом с нижней частью подводного берегового склона (Bruun, 1987). В то же время П.Бруном (1987) показана довольно широкая применимость уравнения баланса осадочного материала в береговой зоне при изменении ОУМ: $R(e+d) = aB$, где R - величина горизонтального отступления береговой линии; e - высота береговых форм рельефа над уровнем моря; a - величина подъема ОУМ; d - глубина подводного берегового склона; B - его ширина. Из этой формулы следует, что подъем уровня моря лишь на 1 мм может привести к размыву пляжа со скоростью 1-3 м³/м за год (Bruun, 1987).

Одновременно с созданием и наладкой функционирования системы экспериментального мониторинга пляжей и берегов Рижского залива в течение 8-10 лет, следует решить вопрос: либо ликвидировать эту систему, либо перевести на статус постоянно действующей системы мониторинга на уровне государственной службы с квалифицированным обслуживающим пер-

соналом. Такое решение проблемы вполне обосновано, если учесть, что береговая зона вершины Рижского залива с сосновыми лесами и прекрасными песчаными пляжами, простирающимися почти непрерывно на 9 км, представляет собой исключительное природное богатство, где ежегодно отдыхают и закаляют свое здоровье несколько миллионов взрослых и детей. Ради своевременного предупреждения о надвигающейся опасности и сохранения этого богатства, по-видимому, следует создать специальную постоянно действующую службу мониторинга берегов и пляжей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долотов Ю.С., Айбулатов Н.А., Кирлис В.И., Юркевич М.Г. К вопросу о динамике верхней части подводного склона и пляжа отмелого песчаного берега в различные стадии волнения // Труды АН ЛитССР. Сер.Б. - 1968. - Т.3 (54). - С. 141-156.
2. Ингл Дж. Движение пляжевых песков. - Л., 1971. - 108 с.
3. Круподеров В.С. Изучение режима экзогенных геологических процессов для целей долговременного прогнозирования и проверки прогнозов // Долговременные прогнозы проявления экзогенных геологических процессов. - М., 1985. - 152 с.
4. Ульст В.Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. - Рига, 1957. - 188 с.
5. Шeko А.И. Общая схема мониторинга экзодинамических геологических процессов // Долговременные прогнозы проявления экзогенных геологических процессов. - М., 1985. - 152 с.
6. Bird E. The modern Prevalence of beach erosion // Mar. pollut.bull. - 1987. - 18. - Nr. 4. - P. 151-157.



7. Blanc J., Proget C. Mesure et méthode d'étude quantitative de l'érosion des littoraux meubles. Exemple de la Camargue // Bull.Assoc.franç.étude Quatern.- 1981.- 18.- Nr. 5.- P. 47-52.
8. Bowman D. Transformation patterns of subaerial micro-tidal beaches // Phys.Geogr.- 1981.- 2.- Nr. 1.- P. 34-46.
9. Bruun P., Schwartz M. Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise // Z.Geomorphol.- 1985. Supplbd.- 57. - P. 33-50.
10. Bruun P. Worldwide impact of sea level rise on shore stability // Dock and Harbour Auth.- 1987.- 66.- Nr. 793.- P. 90-104.
11. Eliot I., Clarke D. Periodic variations on subaerial beach sediment volume on beaches of the south coast of New South Wales // Search.- 1982a.- 13.- Nr. 7.- P. 7-8.
12. Eliot I., Clarke D. Seasonal and biennial fluctuation in subaerial beach sediment volume on the beach, New South Wales // Mar.Geol.- 1982.
13. Fischer J. Regional long-term and localized short-term coastal environmental geomorphology inventories // Dev.and Appl.Geomorphol. Berlin e.a., 1984.- P. 68-95.
14. Gribbin J. The world's beaches are vanishing // New Sci., 1984.- 102.- Nr. 1409.- P. 30-32.
15. Hallegouet B., Moign A. Progradation et érosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne Nord: mesures et bilan // Publ. CNEXO. Actes de colloq.- 1979.- Nr. 9.- P. 45-54.
16. Hashimoto H., Uda T. Field investigation of beach profile changes and the analysis using empirical eigenfunctions // Proc. 18 th Coast.Eng.Conf.Cape Town.- Nov. 14-19, 1982. Vol. 2.- New York. 1983.- P. 1369-1384.

17. Hinschberger F., Michel J. La recrudescence actuelle de l'érosion sur les côtes du Calvados // Cah.Geol.- 1985.- Nr. 105.- P. 759-769.
18. Levoy B., Flageollet J. Les risques d'érosion et de subersion en milieux littoraux sableux. Approche méthodologique appliquée à la côte Ouest du Cotentin (France) // Revu.geomorphol.dyn.- 1986.- 35.- Nr. 2.- C. 63-73.
19. Martinez J. Determinación de procesos litorales en playas de arena, según el contraste de los valores granulométricos // Bol.Inst.esp.oceanogr.- 1986.- 3.- Nr. 3.- C. 17-22.
20. McAllister R., Raymond F. Combatting beach erosion // Sea Technol.- 1985.- 26.- Nr. 5.- P. 29-31.
21. Murty C., Vecrayya N., Varadachari V. Morphological changes of the beaches of Goa // Indian J.Mar.Sci.- 1982.- Nr. 1.- P. 35-42.
22. Nordstrom K. Cyclic and seasonal beach response: a comparison of oceanside and bayside beaches // Phys. Geogr.- 1980.- 1.- Nr. 2.- P. 177-196.
23. Norby R. Lake Michigan nearshore sediments for nourishment of Illinois beaches // Environ.Geol.Notes. III. State Geol.Surv.- 1981.- Nr. 97.- P. 61.

Венска В.К.

Комплексная геологоразведочная
экспедиция ПО "Латвгеология"

МОРСКАЯ АБРАЗИЯ

Для побережья Латвии, длина которого составляет около 500 км, характерно чередование различных типов берегов, из которых основными являются абразионные, аккумулятивные и динамического равновесия (рис. I). Динамику побережья Балтийского моря и Рижского залива в значительной мере определяет деятельность вдоль береговых потоков наносов - в зависимости от насыщения потоков наносами происходит размыв берега или проявление процессов аккумуляции. Особое значение имеют процессы абразии, т.к. под их воздействием происходит необратимое разрушение суши, часто причиняющее существенный ущерб народному хозяйству.

Проявление процессов абразии обуславливается целым рядом факторов: современными движениями (практически всё побережье Латвии расположено в зоне, которая в четвертичном периоде вовлечена в умеренное опускание), особенностями геологического строения (в большинстве случаев береговые уступы сложены относительно легко размываемыми породами - песками, алевритами), гидрологическими и климатическими условиями (уровенный режим моря, повторяемость штормовых ветров и ветрового волнения).

Гидрологические и климатические условия представляют собой быстроизменяющиеся факторы, воздействие которых, главным образом, определяет интенсивность проявления процессов морской абразии. На основании обработки многолетних данных по метеостанциям, расположенным на берегах Балтийского моря (Диена, Павлиста, Вентспилс, Колка) и Рижского залива (Род, Мёрсраге, Рига, Скулте, Салацгрива) выявлено, что максимальные уровни моря и наибольшая по-

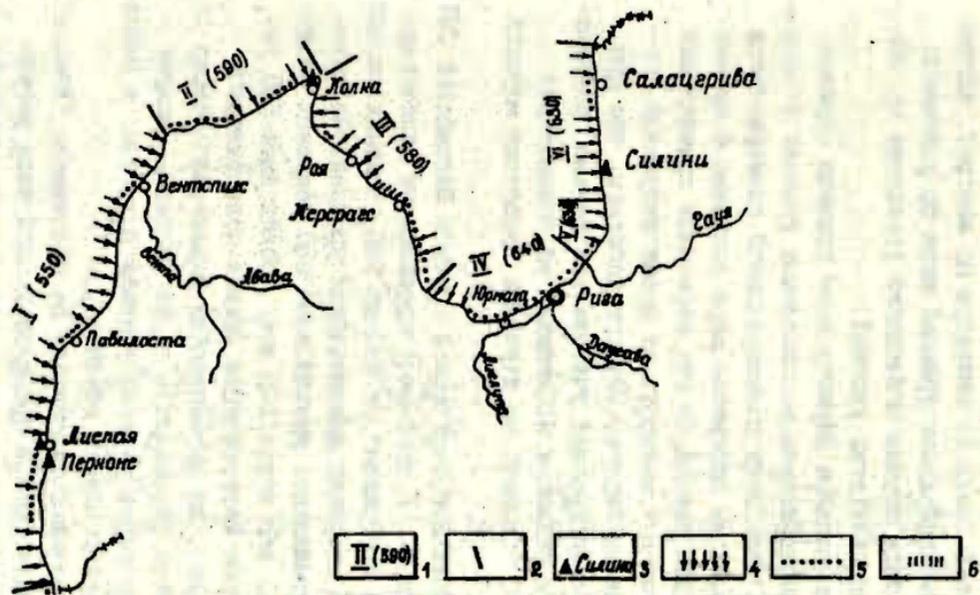


Рис. 1. Вреженные зоны морского побережья Латвии.

1. Номер вреженной зоны, в скобках критический уровень в условных см ;
2. Граница между вреженными зонами ; 3. Стационары по изучению динамики морского берега. Типы морских берегов: 4. Абразивные ; 5. Аккумулятивные ; 6. Динамического равновесия .

вторяемость штормовых ветров и ветрового волнения отмечается в осенне-зимний сезон (с сентября по январь). Анализ временных рядов среднегодовых уровней моря по указанным метеостанциям за весь период наблюдений указывает на четкую тенденцию повышения этих уровней.

Интенсивность размыва берегов моря главным образом определяется взаимодействием максимальных уровней и ветрового волнения. На основании поинтервальной повторяемости этих уровней (рис.2) на побережье моря выделено 6 временных зон (рис.1). Для каждой из них определен критический уровень, при превышении которого во время штормовых ветров начинается размыв берега. Следует добавить, что при выделении критических уровней учитывались данные, полученные при проведении режимных наблюдений на стационарах "Лицап", "Колка", "Силини" по изучению процессов морской абразии.

I зона прослеживается от южной границы Латвийской ССР до мыса Овиши (рис.1). В этой зоне преобладают максимальные уровни моря в интервалах от 541 до 580 условных см, что составляют 67-68% значений максимальных уровней. По имеющимся данным экстремальные уровни выше 650 условных см повторяются не чаще, чем через 100 лет. Уровни выше 600 условных см, по данным метеостанции Лицап повторяются в среднем через 17 лет, по метеостанции Павилоста - через 11 лет, по метеостанции Вентспилс - через 22 года. Следует добавить, что повторяемость этих уровней возросла, в основном, после 30-х годов нашего столетия.

Результаты режимных наблюдений на стационаре "Лицап" позволяют утверждать, что в пределах данной зоны размыв пляжа и берегового уступа, видимо, начинает проявляться при уровнях выше 550 условных см, т.к. в 1986 г. (максимальный уровень 570 см) и в 1987 г. (максимальный уровень 556 см) отмечался существенный размыв береговой зоны. Однако следует учесть, что в пределах стационара размыв берега в значительной степени обуславливается также дефици-

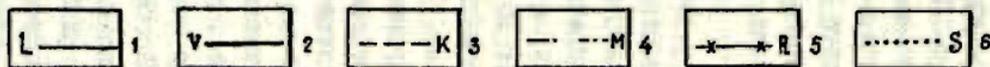
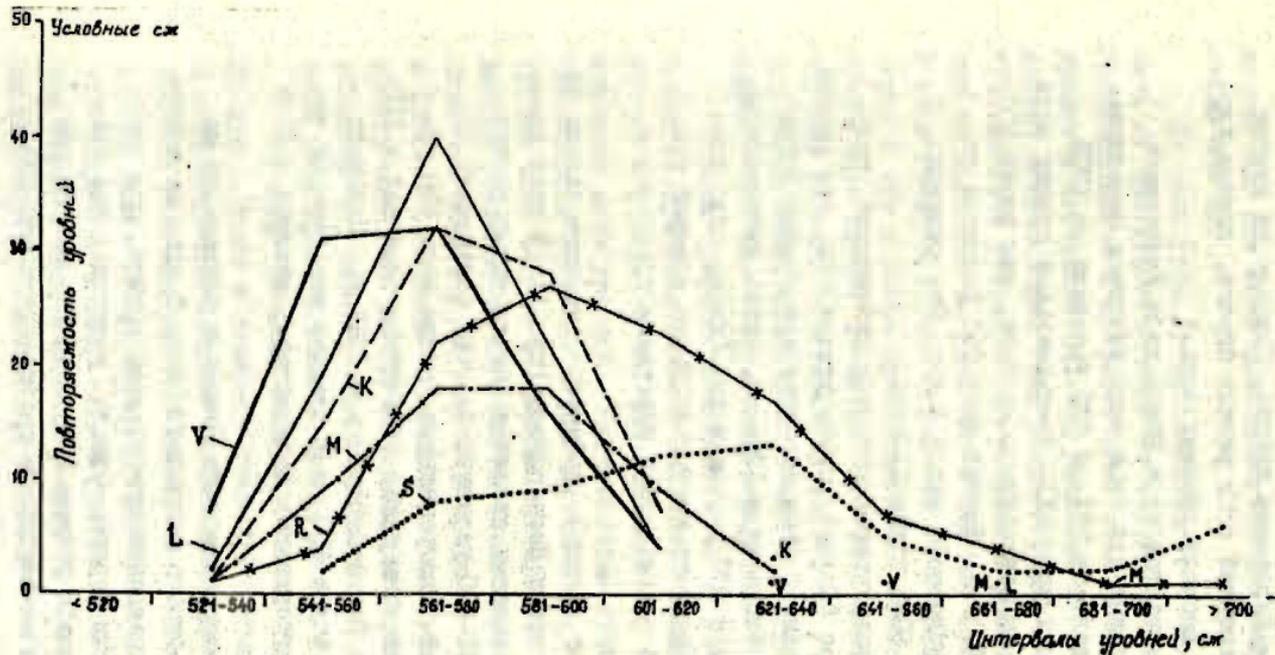


Рис. 2. Повторяемость максимальных уровней моря в условных см по опорным метеостанциям (в скобках количество лет наблюдений).

1. Лиеная (88); 2. Вентспилс (92); 3. Калка (86); 4. Мерсрагс (60); 5. Рига (107); 6. Салацерива (59)

том наносов во вдольбереговом потоке. Поэтому на других участках данной временной зоны размыв берега, видимо, проявляется при более высоких уровнях моря.

II зона прослеживается от м.Овиши до м.Колкасагс (рис. I). Преобладающими для этой зоны являются максимальные уровни в интервале от 561 до 600 условных см (70% значений максимальных уровней). Экстремальные уровни моря более 630 условных см повторяются не чаще, чем через 100 лет (отмечены в 1967 г.). Уровни выше 600 условных см имеют среднюю повторяемость через 8 лет. Они отмечены, в основном, с начала 50-х годов XX века.

На основании результатов режимных наблюдений, полученных на стационаре "Колка", можно утверждать, что размыв берега в пределах данной зоны возможен при уровнях моря выше 590 см — он наблюдался в 1986 г., когда максимальные уровни моря составили 597 условных см. Однако для подтверждения вышеизложенного требуется более длинный ряд режимных наблюдений за динамикой береговых процессов в районе м.Колкасагс.

III зона занимает западное побережье Рижского залива от мыса Колкасагс до нас.п.Кестерциемс (рис. I). В этой временной зоне преобладающими являются максимальные уровни моря в интервале 541-600 условных см, что составляет 75-84% значений уровней. Экстремальные уровни выше 650 условных см в пределах зоны также отмечаются один раз в 100 лет (в метеостанция Роя наблюдались в 1967 г., Мерсагс — в 1969 г.). Уровни более 600 см в среднем повторяются через 5-6 лет и преимущественно наблюдаются, начиная с 50-х годов.

Отсутствие непосредственных режимных наблюдений за динамикой морского берега в пределах данной зоны не позволяет более точно определить критические уровни, при которых начинается размыв берега. Однако учитывая, что некоторый размыв наблюдался осенью 1986 года (по визуальным наблюдениям), когда максимальные уровни достигали 590 ус-

ловных см, для этой зоны критическими могут быть уровни около 580 см.

IV зона (рис. I) прослеживается в вершине Рижского залива от нас.п. Костерциемс до нас.п. Царнякава (устье р. Гауя). Преобладающими в пределах этой зоны являются максимальные уровни в интервале 561-640 условных см, составляющие, по данным метеостанций Рига (Даугавгрива) и Салацгрива, 84 и 71% значений уровней. Экстремальные уровни выше 700 условных см наблюдаются один раз в 100 лет (отмечены в 1969 г.). В свою очередь, уровни более 640 см в среднем наблюдаются через 9 лет и также преимущественно отмечаются начиная с 30-х годов нашего столетия. Учитывая имеющиеся сведения о случаях размыва побережья на отдельных участках данной временной зоны, критическими являются уровни выше 640 см, однако это еще требует подтверждения.

V зона (рис. I) прослеживается от устья р. Гауя до нас.п. Дуите. Преобладающими в этой зоне являются максимальные уровни в интервале 561-600 условных см, составляющие 81% значений этих уровней. Экстремальные уровни выше 700 см наблюдаются один раз в 100 лет (отмечены в 1969 г.). Уровни выше 640 см в среднем повторяются через 5 лет. По данным режимных наблюдений на стационаре "Силини", расположенном вблизи м. Курмагс (в пределах VI временной зоны), в 1986 г. отмечался небольшой размыв берега. Максимальные уровни моря, по данным метеостанции Скулте, составили 638 условных см, поэтому можно предположить, что в пределах этой зоны критическими являются уровни выше 630 см.

VI зона занимает восточный берег Рижского залива между нас.п. Дуите и северной границей Латвийской ССР (рис. I). В этой зоне преобладают максимальные уровни в интервале 561-640 условных см (71% значений уровней). Экстремальные уровни более 750 условных см наблюдаются один раз в 100 лет (отмечены в 1932 г.), а уровни выше 700 см - в среднем через 9 лет. Учитывая результаты режимных наблюдений на стационаре "Силини", расположенного в пределах данной

временной зоны, критическими уровнями, при которых начинается размыв берега, являются уровни выше 630 см, т.к. в 1986 г., когда отмечалась абразия отдельных участков морского берега, максимальный уровень моря, по данным метеостанции Салагрива составил 634 условных см.

Однако следует добавить, что выделение вышеописанных временных зон является предварительным. Для подтверждения их необходима машинная обработка данных об уровнях моря и повторяемости направлений скоростей ветра и ветрового волнения.

Комплексной геологоразведочной экспедицией начиная со второй половины 1985 г. проводятся режимные наблюдения по изучению процессов морской абразии на стационарах "Лиеная", "Колка" и "Силлина". Наиболее интенсивно этот процесс проходит на побережье Балтийского моря вблизи г. Лиеная (в районе очистных сооружений города). Для проведения режимных наблюдений на этом стационаре оборудовано 4 створа с реперами. В таблице I приведены обобщенные данные о размыве пляжа и берегового уступа (за два года проведенных режимных наблюдений). Из указанной таблицы следует, что наибольший размыв в пределах стационара наблюдался в его средней части (створы II и III), непосредственно напротив очистных сооружений. Здесь в течение 1987 и 1988 г.г. береговой уступ размыв соответственно на 5,5 и 7,6 м, а ширина пляжа в среднем уменьшилась на 10-12 м. На рис. 3, 4 отражено положение пляжа и берегового уступа за различные периоды, в т.ч. и по состоянию на I.01.1989г. Здесь следует отметить, что интенсивность процессов абразии в осенне-зимний период 1988-1989 г.г. была очень высокой и размыв берегового уступа на указанных выше створах заметно превысил 10 м. Существенно уменьшилась также и ширина пляжа. Исключением является створ IV, расположенный рядом с устьем канала, соединяющего оз.Тосмарес с морем. После того, как в начале 1988 г. была спущена часть воды озера, в приустьевой части канала образовалась отмель,

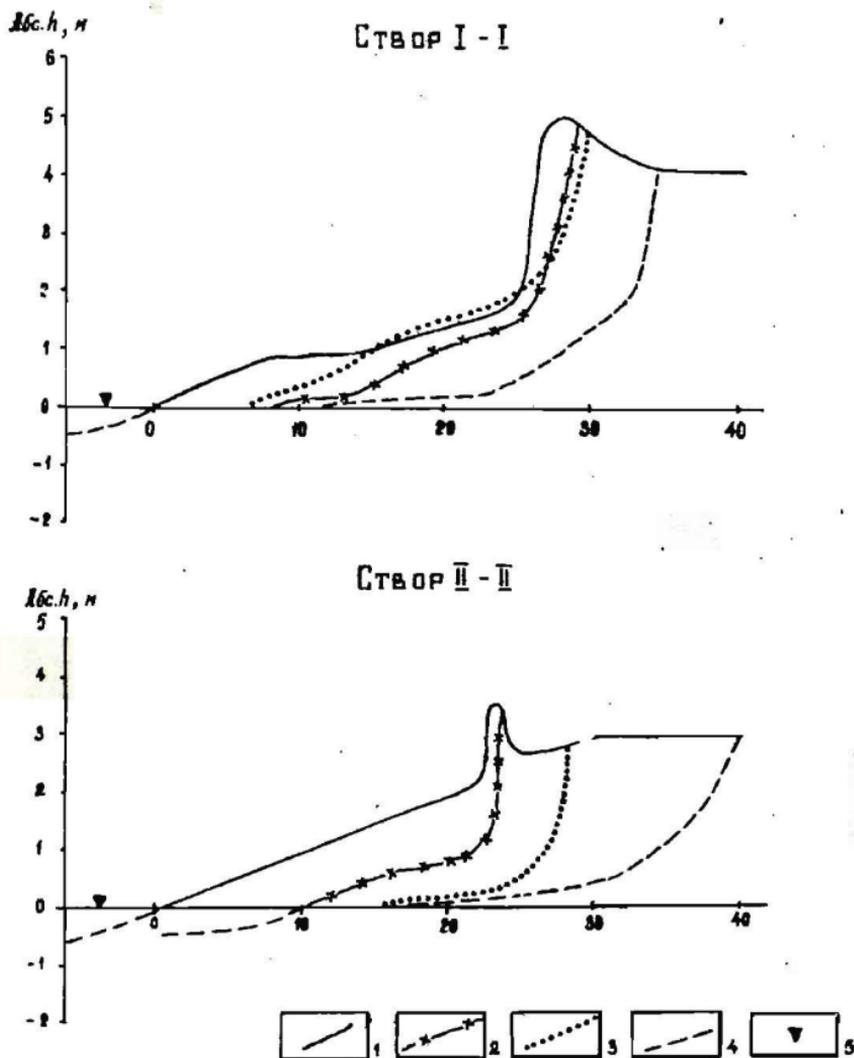


Рис. 3. Формирование пляжевой зоны и берегового уступа на стационаре «Лисная».

1. Положение пляжа в начале проведения режимных наблюдений.
2. Положение пляжа и берегового уступа на I. 1987г.
3. Положение пляжа и берегового уступа на I. 1988г.
4. Положение пляжа и берегового уступа на I. 1989г.
5. Уровень моря.

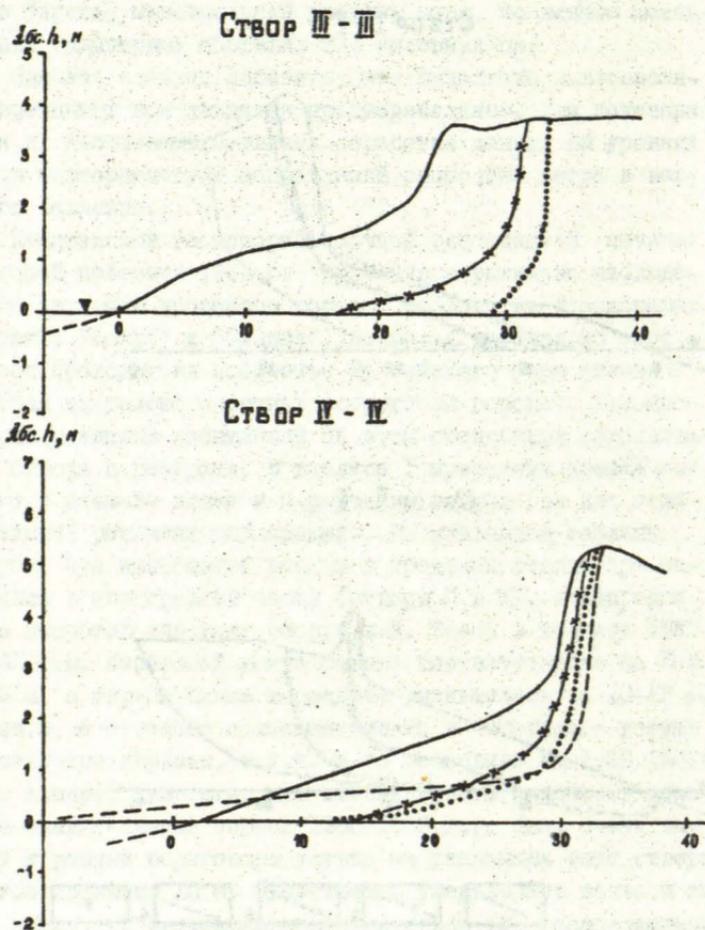


Рис. 4. Формирование пляжевой зоны и берегового уступа на стационаре „Линая“.

Условные обозначения см. на рис. 3.

Сводная таблица обработки результатов режимных наблюдений
при изучении процессов морской абразии

Наименование станции	№ створов	Местоположение реперов	№ репе- ров	Величина абразии (-) или аккумуляция (+) пляжевой зоны и размыв берегового уступа по отношению к началу режимных наблюдений, в м				
				1986 г.	1987 г.	Всего		
I	2	3	4	5	6	7		
"Лицевая" Балтийское море	I	пляж	I-1	+0,01	размыт	размыт		
			I-2	-0,74	размыт	размыт		
			I-3	-0,35	+0,47	+0,12		
			I-4	-0,45	+0,50	+0,05		
			I-5	0,70	0,40	1,10		
	II	береговой уступ	II-1	-1,05	размыт	размыт		
			II-2	-1,03	размыт	размыт		
			II-3	-0,99	-0,50	-1,49		
			II-4	-1,13	-0,32	-1,45		
			II-5	1,03	4,5	5,53		
			II	береговой уступ	II-1	-1,05	размыт	размыт
					II-2	-1,03	размыт	размыт
					II-3	-0,99	-0,50	-1,49
					II-4	-1,13	-0,32	-1,45

Продолж. на стр. 30

Продолжение табл.

I	2	3	4	5	6	7
	III	пляж	III-1	-0,54	размыт	размыт
			III-2	-1,18	размыт	размыт
			III-3	-1,00	размыт	размыт
			III-4	-0,50	размыт	размыт
		береговой уступ	III-5	5,80	1,8	7,6
	IV	пляж	IV-1	размыт	размыт	размыт
			IV-2	-0,86	размыт	размыт
			IV-3	-1,51	размыт	размыт
			IV-4	-0,35	размыт	размыт
		береговой уступ	IV-5	0,45	0,4	0,85

которая заметно расширила пляж в этом районе и одновременно достаточно надёжно защищает от размыва береговой уступ. Это подтверждается тем, что существенный размыв пляжа и берегового уступа на IV створе в течение 1989 г. не наблюдался.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методы долговременных региональных прогнозов экзогенных геологических процессов. - М.: Недра, 1984. - С.15-17.
2. Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР.- М.: Недра, 1979. - С.84-123.

КАРСТ НА ТЕРРИТОРИИ ЛАТВИИ

В настоящее время проблема хозяйственного освоения закарстованных территорий очень актуальна, так как они занимают значительную часть суши. Почти на 1/4 территории республики распространены карстующиеся породы и развит сульфатный, карбонатный и сульфатно-карбонатный закрытый карст. Он возникает в результате растворения скальных пород, отчего в земной коре образуются полости, изменяется структура и состояние породы, деформируется земная поверхность (возникают воронки, провалы, оседания, овраги, озёра и т.д.), а также создаётся особый режим подземных вод и гидрографической сети. На территории республики химическое растворение и выщелачивание гипсов и доломитов наблюдается в породах лаугавской, саласпилсской и плявиньской свит верхнего девона. Наиболее активно выщелачиваются гипсы в саласпилсской свите. Сверху карстующиеся породы покрыты четвертичными отложениями, мощность которых колеблется от нескольких до 20-30 и более метров, поэтому карст в республике является закрытым.

Основные закономерности и условия развития карста изучены на 6-ти участках территории Латвии в районах нас. пунктов Скайсткальне, Балдоне, Кемери, Саулкалнс, Аллажи, Биржи, где наблюдается активный карст. На каждом участке изучены основные факторы, обуславливающие его развитие: геологическое строение, структурно-тектонические и геоморфологические условия, гидрогеологические особенности режима карстовых зон, мощность и литологический состав четвертичных отложений, климатические условия.

В ненарушенных условиях карст развивается лишь в районе Скайсткальне, на остальных участках выщелачивание гипсов и доломитов происходит ещё и под действием техногенных факторов - понижение положения уровня карстующихся вод в резуль-

тате образования депрессионной воронки в районе г.Риги.

В настоящее время организованы стационарные участки в нас.пунктах Скайсткальне (1986) и Саулкальне (1987г.) по изучению карста: проводится топосъёмка с целью учёта возникновения новых отрицательных форм рельефа, а также наблюдение за режимом уровней и гидрохимическим опробованием вод саласпилсского водоносного горизонта, т.е. основного карстуемого горизонта.

На участке Скайсткальне на подчетвертичную поверхность выходит, в основном, саласпилсская свита, частично даугавская, катлешская и огрская свиты верхнего девона. Растворение и выщелачивание гипсов и доломитов наблюдается во всех указанных свитах. Наиболее интенсивно и активно протекает процесс выщелачивания гипсов в саласпилсской свите.

Свита представлена разнофациальной ритмично построенной толщей и сложена карбонатными глинами, гипсами, доломитами и доломитовыми мергелями. Отложения свиты с содержанием гипсов и загипсованных пород более 50% занимают почти половину площади её распространения. В вертикальном разрезе вся толща свиты разделена на три крупные пачки: нижняя, средняя и верхняя. Наибольшая выщелоченность гипса, главным образом, а также доломита, отмечается в средней пачке. Гипсы характеризуются самой разнообразной структурой - гетеробластовой, волокнистой, радиально-лучистой, мелкозернистой. Основную толщу гипсов составляют слоистые гипсы с тонкими прослойками доломитов. Слоистый гипс представлен тонким чередованием шпатовидного и волокнистого гипса и доломита. Закарстованные породы в этом интервале свиты представлены, чаще всего, доломитовой мукой текучепластичной консистенции с обломками разной величины гипса и доломита. Доломитовая мука и обломочная часть находятся в самых разных соотношениях. Встречаются доломитовые карстовые брекчии, цементированные глинистым цементом.

Породы верхней пачки саласпилсской свиты сильно выщелочены по доломитовой муке и карстовым полостям. Доломитовая му-

ка может достигать мощности 4,5-8,7 м, чередуясь с обломками доломитов, преобладая над ними в соотношении 0,7:0,3 мягко- и текучепластичная. Редкие прослойки глин полутвёрдой консистенции в толще доломитовой мушкетёры составляют по 0,2-0,5 м мощности. Прослойки доломитов в этой пачке встречаются чаще всего, в виде раздробленного на отдельные куски, обломки, шпатель и дресву. Часто первичный мелкозернистый доломит замещён кальцитом до дедоломита.

Максимальные карстовые полости, приуроченные к верхней пачке, составляют от 0,5 до 2,6 м.

Анализируя материалы по структурно-текстурным особенностям выделенных пород, следует сказать, что гипсы легко растворяются с неоднородной структурой (разнозернистой) и пористой текстурой. Гипс и гипсо-доломиты по химическому составу содержат невысокое количество нерастворённого остатка 0,9 - 7,9%. А исследования в других регионах показали, что породы в своём составе при содержании карбонатного вещества до 10% обладают большой скоростью карстовой денудации.

Максимальные карстовые полости в верхней пачке составляют 2,6 м, в средней - 4,6 м, в нижней - 1,1 м. Выщелачиванию подвержены гипсы, доломиты и глины.

Глубинная закарстованность пород по площади участка показана в изолиниях по процентному содержанию закарстованных пород от мощности свиты на рис. I. Максимальная закарстованность пород на участке достигает 66%. Плановое положение изолиний повышенного выщелачивания пород 40-60% имеет неширокую полосу (I - 1,5 км) и меридионально-широтное направление (крестообразное), причём зоны с максимальной закарстованностью пород 40-60% приближаются к участкам долины р. Мемеле, вытянутым в широтном направлении. Это положение выделенной зоны пород связано с расположением среднеамплитудных флексур и предполагаемых разломов, т.е. с наиболее тектонически подвижными зонами и зонами повышенных напряжений в массиве (рис. I).

По структурной карте поверхности плявинской свиты в пределах локальных тектонических структур была подсчитана плотность поверхностных карстовых форм. Наибольшая средняя плот-

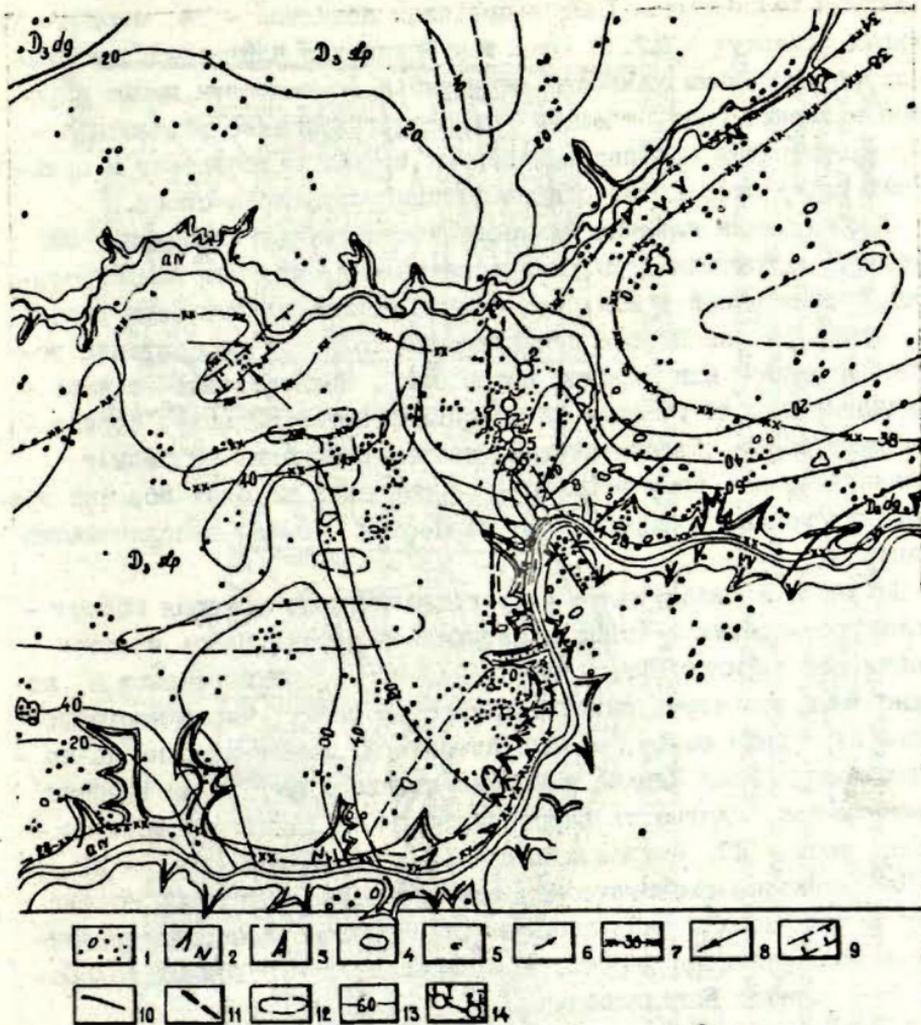


Рис.1. Условия развития карста в районе нас.п.Скайсткальне.

- I. Поверхностные формы проявления карста: 1. Воронки и провалы; 2. Обраи; 3. Обраи, стогные с сужими руслами.
- II. Гидрогеологические и гидрогеологические проявления карста: 4. Озера смешанного питания; 5. Воронки-пруды; 6. Разрушка карстовых вод в русле реки; 7. Сидроизопельзы саласпилского водоносного горизонта; 8. Направление движения саласпилского горизонта; 9. Предполагаемые дрены подземных вод.
- III. Прочие обозначения: 10. Сраница распространения саласпилской свиты; 11. Предполагаемые тектонические нарушения по кровле плейбильской свиты (D₃Р₄); 12. Локальные позитивные структуры по кровле плейбильской свиты; 13. Изолинии процентной содержания закислороданных пород от мощности саласпилской свиты. 14. Линия инженерно-геологического разреза и наблюдательные скважины.

ность форм наблюдается над локальными предполагаемыми тектоническими разломами - I38; в пределах поднятий - 38, отрицательных структур - I7. В зоне тектонических напряжений и разрывов породы свиты наиболее нарушены и трещиноваты, имеют карстовые каверны, щели, трещины, полости. Глубинное выщелачивание, растворение и вынос подземными водами карбонатных и сульфатных пород происходит с интенсивным обрушением слоёв.

При изучении влияния мощности четвертичных отложений на плотность карстовых форм было установлено, что чем меньше мощность четвертичной толщи, тем больше отрицательных форм рельефа. Литология не играет существенной роли при образовании воронок-провалов или воронок всасывания. Четвертичные песчано-глинистые породы участка легко подвергаются размыву, обрушению, разрушению. Литологический состав отложений оказывает влияние лишь на форму воронок - на песчаных породах воронки просасывания конической формы, на глинистых - более выположенного характера.

На участке Скайсткалне гидрогеологические условия обеспечивают растворение и вынос карстуемых пород. Здесь имеются условия для инфильтрации и инфиляции атмосферных осадков и поверхностных вод через песчано-глинистую толщу, через многочисленные карстовые озёра, многие из которых имеют глубины до коренных пород. Реки Иецава и Мемеле являются активными дренами подземных вод. Плотность карстовых форм на I кв. км в водораздельной зоне - IO, в транзитной - I4, в дренажной зоне - 2I.

На инженерно-геологическом разрезе через карстовый массив между реками Мемеле и Иецава (рис.2) выделено три гидродинамические зоны развития карста: I - аэрации, 2 - сезонных колебаний, 3 - полного водонасыщения.

В зоне аэрации происходит преимущественно нисходящее движение инфильтрационных и инфиляционных вод. Мощность зоны сезонного колебания уровня карстовых вод саланкилесского горизонта небольшая 1,5-2,2 м и изменчивая во времени. К этой зоне приурочено активное выщелачивание гипсов. Зона полного водонасыщения вод саланкилесского горизонта залегает в сфере дренирующей

щего влияния рек Мемеле, Исаара. Её мощность составляет 8-16 м. Учитывая повышенные напорные градиенты и скорости инфильтрации, минерализацию в присклоновой зоне, наличие большого количества карстовых пустот в нижней части саласпилесской свиты, агрессивность вод плевиньского горизонта по отношению к сульфатным породам, процессы карста активно развиваются и в этой зоне.

Инженерно-геологический разрез составлен по данным буровых скважин и радиолокационного зондирования. Установлено, что на интенсивность развития карстового процесса влияет, прежде всего, количество атмосферных осадков. На временной ряд годовых сумм осадков по метеостанции Бауска за 40 лет нанесены случайные данные о времени образования некоторых провалов на территории участка. По графику лишь можно сказать, что наибольшее количество провалов, т.е. образование воронок запаздывает от максимального количества осадков на 2-3 года. Для установления количественных связей по факторам развития (количества осадков) и процессом нужен представительный ряд длительных наблюдений (рис.3).

Итак, основные закономерности развития карста на участке Скайсткальне сводятся к следующим положениям:

- максимальная закарстованность пород наблюдается в саласпилесской свите, которая составляет 40-60% и выше от мощности пород свиты. Закарстованность пород даугавской свиты 8-13% от мощности пород свиты.

- Наиболее подвержены выщелачиванию гипсы. Они подвержены растворению во всех типах структур, но более устойчивы в гипсодолomiteх.

- Из доломитов наиболее подвержены выщелачиванию доломиты с неоднородной структурой и текстурой и низким содержанием (до 10%) нерастворимого остатка.

- Процесс развития выщелачивания гипсов и доломитов в вертикальном разрезе развивается и снизу и сверху.

- Наиболее выщелоченные участки глубинного и поверхностного карста приурочены к зонам тектонических нарушений, к флексурам, и положительным структурам.

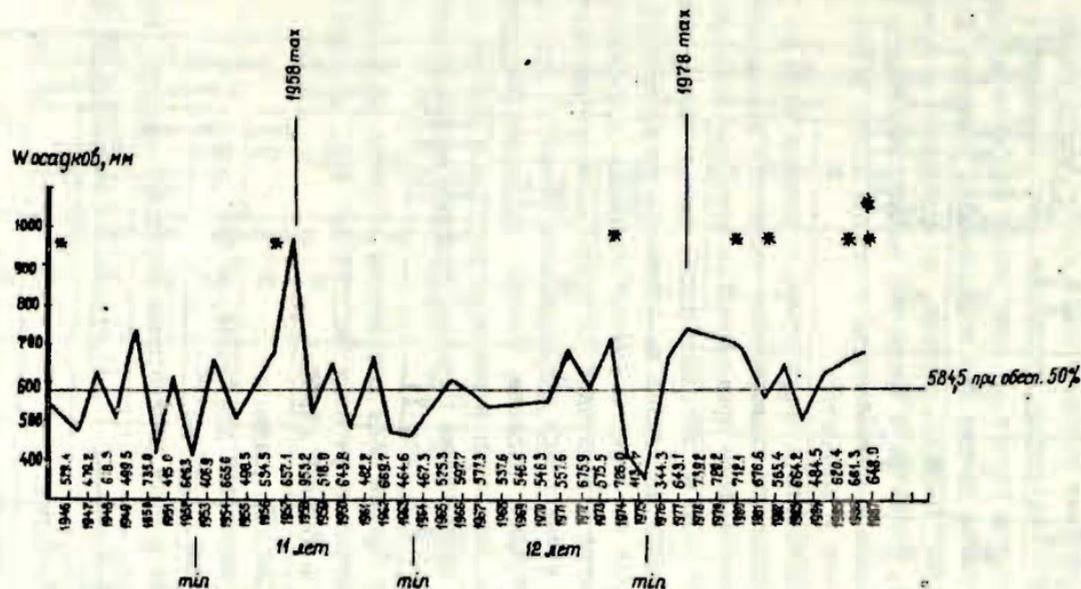


Рис. 3. График годовой суммы осадков по метеостанции Бауска участка Скайсткалне и появление "свежих воронок".
1. Врежя появления "свежих" воронок.

- В зоне разгрузки и транзитной зоне (присклоновой) наблюдается более активное выщелачивание карстующихся пород, по сравнению с водораздельными участками. Это объясняется некоторой пластичностью гипсов. В силу этого свойства влияние разгрузки на раскрытие трещин вне водоразделов у гипсов проявляется в значительно меньшей степени, по сравнению с присклоновыми участками. Различия в трещинной водопроницаемости в пределах водоразделов и присклоновых участков долин у гипсов выражена резче, чем у доломитов.

- В целом, плотность поверхностных карстовых форм на I кв. км с увеличением мощности четвертичных отложений уменьшается. Максимальная плотность форм приходится на интервал мощности четвертичных пород 5-10 м. Литологический состав четвертичных отложений практически не влияет на плотность карстовых форм. Он оказывает влияние на форму воронок. Плотность поверхностных форм увеличивается с величиной глубиной закарстованности пород.

Выявлена и установлена интенсивность развития карста на участках Скайсткалне, Балдоне, Кемери, Саулкалнс гидрохимическими методами - расчётами равновесия карстовых вод по отношению к сульфатным и карбонатным породам, которые показали активное развитие процесса (таблица I).

Впервые для Латвии была рассчитана скорость карстовой денудации по стационарному участку Скайсткалне карстово-гидрометрическим методом М. Пулиной (1968).

$D = 0,0126 \sqrt{T}$, где:

D - скорость карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$

V - модуль стока, л/с. км^2

T - содержание в воде растворимой карстовой породы, мг/л

$$D = \frac{D_1 S_1 + D_2 S_2}{S_1 + S_2} = 0,0126 \frac{7,37 \cdot 150 \cdot 2690 + 6,98 \cdot 62 \cdot 519}{2690 + 519} = 12,6 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}.$$

S_1, S_2 - площадь водосбора рек Мемеле, Ицава, км^2

Величина карстовой денудации $12,6 \text{ м}^3/\text{км}^2 \cdot \text{год}$ или $34,6 \text{ т}/\text{км}^2$ в год является невысокой.

Интенсивность развития карста по участкам в зависимости от различных факторов.

Таблица 1.

Участки	Геологическое условия		Структурные условия			Глубинная зональность пород			Сидерогеологические условия				Мощность четвертичных отложений				Гидрохимические условия		Интенсивность карста активность карста
	D ₃ sp	D ₃ dg - D ₃ pl	разномы и грен-ауры	поло- жеит. стр.	отриц. стр.	>20%	<20%	максим. пустоты и общая за- карстован- ность, %	зоны:				<10	>10	20-30	30	агрессив- ность во- ды к суль- фатам, по- роды (D ₃ so)	агрессив- ность во- ды к карбонат- ным поро- дам (D ₃ so)	
									гидрогео- лит	гидро- геолит	гидрогео- лит	гидрогео- лит							
	Плотность карстовых форм на 1 км ²																		
Скадельские	13	6	128	38	17	15	12	$\frac{9.3}{66\%}$	21	14	10	43	16	19	-	агр.	агр.	активн. сульфатн.	
Балдонс	5	1		12	6	3	1	$\frac{4.0}{82\%}$	2	2	6	3	3	5	13	агр.	агр.	- - -	
Желери	4	1		1	1	6	1	$\frac{4.0}{80-100\%}$		1	3	6	1	-	-	агр.(0)	агр.	- - -	
Алажи	5	1	18	-	4	19	7	$\frac{\text{нет св.}}{76\%}$		5		5				агр.	агр.	активн. карбонат- ный	
Биржи	1	4		12	4	2	5	$\frac{2.0}{100\%}$	2	3		11	13			не стр.	не стр.	- - -	
Саунаские	2	2		1	0	2	1	$\frac{7.0}{80-100\%}$	1	0		1	0			агр.	агр.	активн. сульфатн.	

Растворение породы происходит неравномерно. На более агрессивные воды в карстующемся массиве отмечаются весной и осенью. Кроме того, в результате выноса растворённой породы не будет наблюдаться равномерной денудации массива, а будет образование отдельных воронок. Величина денудации 34,6 т/км².год составляет по объёму небольшую воронку.

Расчитать скорость карстовой денудации на других участках на данном этапе исследований не представляется возможным: трудно учесть все техногенные факторы активизации карста и, кроме того, нет стационарных наблюдений. Однако, в целом, на всех изученных участках основные условия развития карста повторяют закономерности, отмеченные по участку Скайсткалне (таблица I).

В условиях существующего или возможного развития сульфатного карста была оценена степень закарстованности пород, условия возникновения и активности карстового процесса. В условиях карбонатного карста сделана оценка степени закарстованности пород.

При региональной оценке интенсивности карста были использованы те признаки, которые оказывают влияние на развитие процесса. Составлена схематическая карта прогноза и подверженности экзогенным геологическим процессам, в том числе и карсту, территорий Латвийской ССР масштаба I:500000.

С учётом выделённых признаков, влияющих на интенсивность карста (распространение сульфатно-карбонатной толщи, наличие разломов, флексур, положительных структур, высокой глубинной закарстованности пород, небольшой - менее 10 м мощности четвертичных пород, наличие участков активной разгрузки карстовых вод с агрессивными водами и используя материалы по изученным участкам, а именно, учитывая периодичность образования новых форм во времени, выделяем в пределах развития самаспилской свиты две категории территории возможного проявления карста. Первая категория - территории недостаточно устойчивые со среднегодовым количеством провалов 0,05-0,1 случая/кв.км. год. Один провал за 10-20 лет. В площадном плане эти территории располагаются с запада на восток: Кемери-Яункемери, пос.Балдоне-озеро Каусу, пос. Скайсткалне, пос.Аллажи, нас.п.Яункалнава, ст. Саулкалне.

Следующая категория территорий возможного проявления карста - территории с пониженной устойчивостью. Здесь среднегодовое количество провалов от 0,01 до 0,05 случая/км² в год (один провал за период 20-100 лет). Такие территории выделены как в пределах саласпилской, так и в пределах даугавской и плявиньской свит с запада на восток: нас. пункты Салиена-Априкси (в 25 км к юго-востоку от г.Павилста), полоса в С-З направлении от г.Кулцига до нас.п.Ренда, вблизи нас.п. Зентене (в 20 км к западу от пос.Энгуре), нас.п. Смарде - болото Тирелис- пос.Слока, район Рижской ГЭС - водохранилище, полоса от ст.Кангари - до нас.п.Аллажи, район нас.п.Виреши - Гауйена, район нас.п. Скайсткалне, междуречья Сусея - Мемеле, район Плявиньского водохранилища, к С-З от озера Сауцкас, район г.Екабпилс - Ляваны, район к югу от озера Лубанас, район г.Карсавы и к востоку от г.Виляка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зверев В.Т. Гидрогеохимические исследования системы гипсы - подземные воды. - М.: Наука, 1967.-С.29-47.
- Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. - Л.: Недра, 1977.- С.180-222.
- Соколов Д.С. Основные условия развития карста.- М.:Недра, 1962. - 319 с.

Эберхардс Г.Я.

Латвийский государственный
университет им. П.Стучки

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ,
МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ
В КРУПНОМ ГОРОДЕ ПО ДЕФОРМАЦИЯМ ЗДАНИЙ
(на примере г. Риги)

Современные экзодинамические процессы (СЭП), как естественные, так и антропогенные, проявляются на территории всех городов. Замечено, чем индустриальнее, крупнее и древнее город, тем интенсивнее, разнообразнее и шире распространены антропогенные экзодинамические процессы (АЭП) и явления, тем отчетливее они выражены (Котлов, 1977). Наибольшее развитие получают ЭДП и явления, связанные с антропогенными изменениями подземной и поверхностной гидросферы, рельефа и грунтов. Молодые тонкодисперсные, рыхлые, гидрофильные, водонасыщенные разнородные породы, каковы распространены на территории г. Риги, характеризуются наибольшей деформируемостью. В зависимости от площади распространения, воздействия и изменения среды выделяются точечные, локальные, линейные, крупноплощадные и региональные очаги их проявления.

Интенсивная откачка артезианских вод для водоснабжения города вызывает региональные сопутствующие им процессы и явления: образование в течение десятилетий обширной депрессионной воронки и оседание земной поверхности почти на территории всего города с максимальными величинами в центральной части депрессионной воронки. На протяжении длительного времени это вызывает некоторое повышение уровня грунтовых вод (УГВ), в части города, расположенной на бывших низких (1,5-3 м поймах долины р. Даугава. Искусственное обводнение грунтов и повышение зеркала подземных вод влечет за собой подтапливание и заболачивание территории,

выпирание поверхности и наземных сооружений в связи с набуханием грунтов, уменьшение зон аэрации, сезонного промерзания и выветривания (Котлов, 1977). Эти изменения грунтов в черте города одновременно могут носить временный и стабильный характер, иметь локальное и крупноплощадное распространение. На многих застраиваемых территориях увлажнение грунтов является главной причиной возникновения деформаций зданий и сооружений, при этом деформации могут быть вызваны главным образом либо просадкой грунтов, либо их набуханием, и обнаруживаются в одно- и многоэтажных зданиях и сооружениях, построенных из кирпича, бутобетона, железобетонных блоков как на ленточных, так и на отдельно стоящих и свайных фундаментах. Деформированию подвергаются стены, перекрытия, лестницы, колонны и другие конструкции зданий и сооружений. Чаще всего деформируются стены в результате образования в них вертикальных или наклонных трещин различной густоты с величиной раскрытия до 10 см и более (Анпилор, 1984).

Наиболее частыми причинами увлажнения грунтов оснований, обуславливающими деформации зданий и сооружений, являются: 1) нарушения и изменения направления стока поверхностных вод, приводящие к тому, что в пределах внутриквартальных территорий возникают впадины, являющиеся местами скопления атмосферных вод и последующей фильтрации их в толщу грунта; 2) невыполнение комплекса водозащитных мероприятий, предусмотренных генеральными планами застройки территорий; 3) некачественное выполнение строительно-монтажных работ по устройству трубопроводов, стыков, перегрузка подземных сетей и т.д. На формирование грунтовых вод существенно влияют инженерные факторы (ИФ). Это сам процесс застройки, ее тип и плотность; схема планировки территории, качество выполнения застройки и степень изоляции грунтов от атмосферы асфальто-бетонными покрытиями; высотное положение нулевых отметок зданий и сооружений; типы фундаментов и величина их заглубления, расположение длинной стороны зда-

ния и сооружений по отношению к ложбинам, долинам, горизонталям рельефа, гидроизогипсам грунтовых вод; организация отвода поверхностного стока; протяженность и характер трассировки подземных водонесущих коммуникаций, канализационных коллекторов, теплотрасс; насыщенность территории водонесущими сооружениями (Анпилов, 1984). ИФ оказывает влияние на величину, характер питания, температуру и минерализацию грунтовых вод. Чем больше нарушений в планировке и в реализации проектов, тем лучше условия для питания грунтовых вод.

Наличие промплощадок предприятий с мокрым технологическим процессом приводит к наибольшим скоростям локального подъема УГВ. В свою очередь, сложная и хаотичная трассировка инженерных коммуникаций и их износ увеличивают потери из них воды в грунт и могут являться одним из источников повышения УГВ. При этом инфильтрационное питание грунтовых вод возрастает на застраиваемой территории при отсутствии или неисправном состоянии ливневой канализации (Анпилов, 1984).

Подтопление – полигенный, многофакторный процесс и набор подтопляющих факторов и условий, изменяется в зависимости как от естественных, регионально-геологических, так и зонально-климатических условий, от особенностей самого города, характера его инфраструктуры. Установлено, что на застроенной территории городов подтопление развито неравномерно, оно больше под зданиями, сооружениями, насыпями, дорогами, в местах прохождения водонесущих коммуникаций, в зоне влияния подпора и т.д. (Котлов, 1977). В период функционирования г. Рига, реконструкции отдельных его частей, внедрение новых более сложных объектов, процесс подтопления территории развивается за счет дополнительного питания городом водонесущих горизонтов и сокращения расходных статей водного баланса. Этому способствует значительная утечка воды из подземных водонесущих коммуникаций и резервуаров, спуск сточных вод в грунты, иногда неумеренные поливы улиц,

дворов, насаждений, поступление технических вод от предприятий с мокрым технологическим процессом, сокращение площади свободного испарения, конденсация влаги под зданиями, водонепроницаемыми покрытиями, выход из строя и малая эффективность дренажных систем и др. Известно, что подтопление начинает зарождаться еще в процессе строительства города и вступает в зрелую фазу в процессе эксплуатации городских зданий и сооружений, так как в начальных фазах роста города его развитию способствует намыв грунтов устройство котлованов, траншей, дамб, уничтожение естественных дрен и т.д. Благодаря этому поверхностный сток трансформируется в грунтовый и активизируется инфильтрация.

Расположение подземных сооружений (переходов, фундаментов зданий, трасс тепловодооснабжения, канализации и др.) длинной стороной перпендикулярно направлению подземного стока, создает барражирующий эффект, т.е., их подпор и повышение уровня.

Поступление в грунтовые воды загрязняющих технологических вод, отходов и стоков промышленных производств, инфильтрующихся также в грунт из канализационных сетей, придают им токсические свойства, оказывают коррозийное и агрессивное действие на бетонные и металлические конструкции зданий и сооружений, снижая их долговечность. Кроме того, содержащиеся в промышленных стоках компоненты являются химически активными, они вступают с грунтами в реакцию, выщелачивая легкорастворимые соединения (карбонатные, сульфатные), увеличивается пористость грунтов, образуются суффозионные просадки (Анпилов, 1984). Не менее сложны и разнообразны сопутствующие процессы и явления, возникающие в результате застройки территории: ликвидация и засыпка мелких рек и ручьев и стариц р. Даугава; болот; вырубка леса; создание системы озеленения; разработка и перемещение пород, вызывающие снижение контрастов первичного рельефа (вертикальная планировка), формирование искусственным насыпанием строительного мусора и песка удобных для жизни города территорий.

В результате опускания местности повышается УГВ, с чем также связано подтопление, заболачивание местности, обводнение подвалов зданий и др. К этому в низко расположенной части города Риги ведет медленное повышение уровня Мирового океана.

Плотная застройка центральной части города многоэтажными каменными зданиями, асфальтирование улиц, дворов и площадей, резко снижает инфильтрацию атмосферных осадков и на значительных территориях способствует понижению УГВ. При длительном понижении УГВ^I может происходить гниение деревянных свай², окисление органометаллических пород и органических примесей и включений (торф, ил, культурный слой, и др.) и их последующее сжатие под нагрузкой. При снижении уровня воды уменьшается ее взвешивающее влияние, возрастает действие сил тяжести, происходит дополнительное уплотнение сжимаемых водовмещающих и водоупорных пород (Котлов, 1977).

Последние уплотняются, кроме того, вследствие оттока воды при наличии соответствующего градиента напора. В итоге также происходит оседание поверхности земли. Неравномерные осадки вызывают поломку газо- и водопроводов и др. подземных коммуникаций, деформацию портовых башенных крапов, зданий и сооружений.

-
- I Преобладающая часть равнинной территории г. Риги, сложенной за пределами долины р. Даугава преимущественно песчаными отложениями, выделяется неглубоким (1,5-5 м) залеганием УГВ, а в долине - на глубине 0,5-2 м.
 - 2 Фундаменты многих многоэтажных зданий в прошлом веке и в первые десятилетия 20 века в г. Риге строились на деревянных сваях.

Возникающая на городской территории довольно весомая и разнообразная застройка оказывает неравномерное уплотняющее воздействие на подстилающие грунты, вызывая не только явление осадок, а иногда и гравитационного выпора пород основания при применении нагрузок, превышающих силы сопротивления грунтов сжатию и сдвигу. Известно, что при плотной застройке одиночные осадочные воронки смыкаются, и в целом формируется крупноплощадная депрессионная поверхность в виде чаши оседания сотообразного строения. Ситуация осложняется, когда в этих районах идет непрерывный процесс сноса одиночных (групповых) отживших свое время зданий и на их месте возводятся многоэтажные, более массивные здания или сооружения. Это ведет к дестабилизации процесса уплотнения грунтов, вызывает новые осадки и деформации близко расположенных зданий. Большие осадки поверхности, как правило, сопровождаемые существенными деформациями зданий, проявляются у земляных сооружений, построенных на сильносжимаемых грунтах (торф, ил, сильно заиленные суглинки, выполняющих бывшие русла проток р. Даугава, понижения и затоны на поверхности ее пойм на правом берегу реки Даугава ниже исторического центра (рис. I). Критические деформации зданий приурочены к погребенным под насыпными грунтами бровкам бывших русел, затоков и т.д.

Уплотнение и осадка песчаных грунтов, развитых почти повсеместно за пределами долины р. Даугава, вызвано пульсирующей нагрузкой, в несколько раз превышающей уплотнение и осадку, возникающую при статической нагрузке. Известно, что вибрационное уплотнение песчаных грунтов зависит от формы, размера, характера укладки минеральных зерен, состояния влажности и от частоты колебаний, что величина колебаний зависит от скорости движения транспорта, его нагрузки, дорожных покрытий, их состояния и т.д. Эти динамические нагрузки способны вызывать осадки и деформации не только отдельных зданий и сооружений, но и целых кварталов, улиц и районов города. Значительные осадки в первую очередь испытывают здания, набережные сооружения, подходы

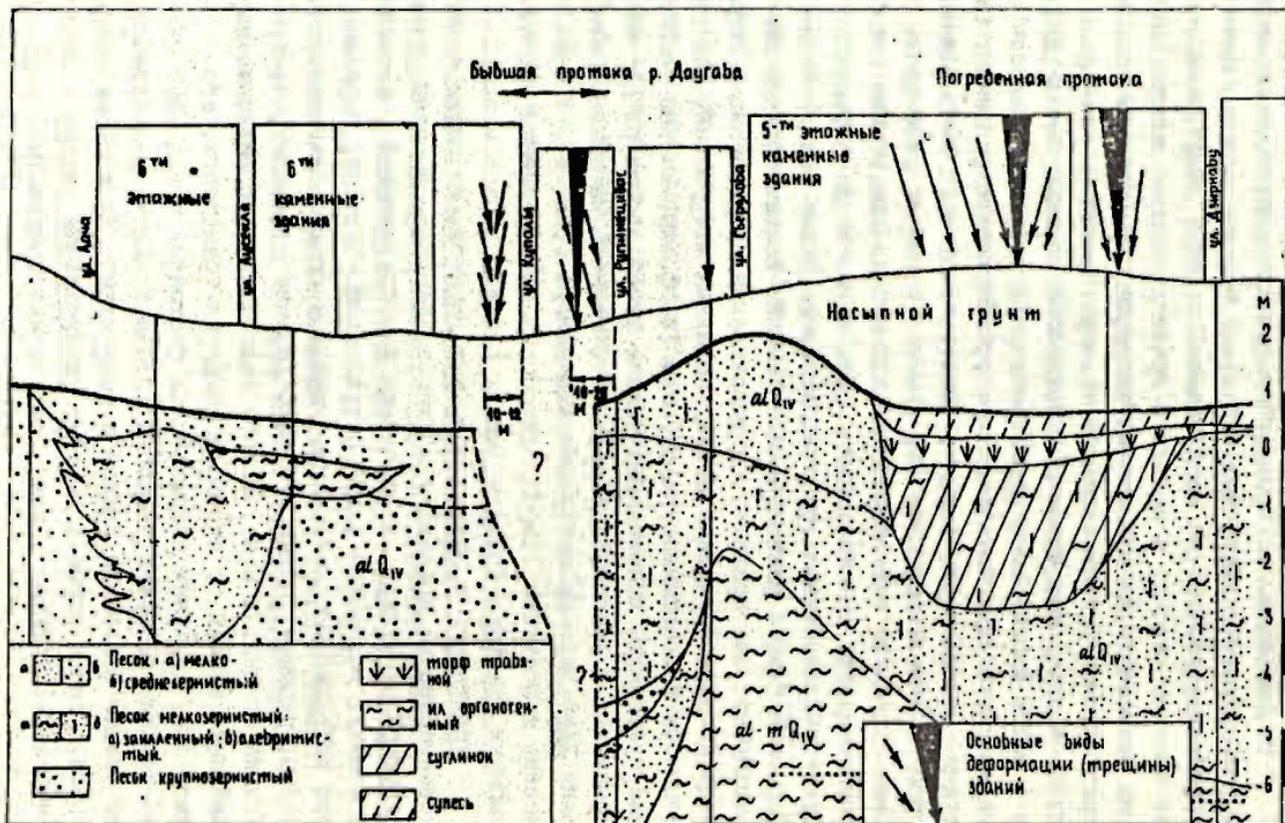


Рис. 1. Связь существенных деформаций зданий с геологическим строением.

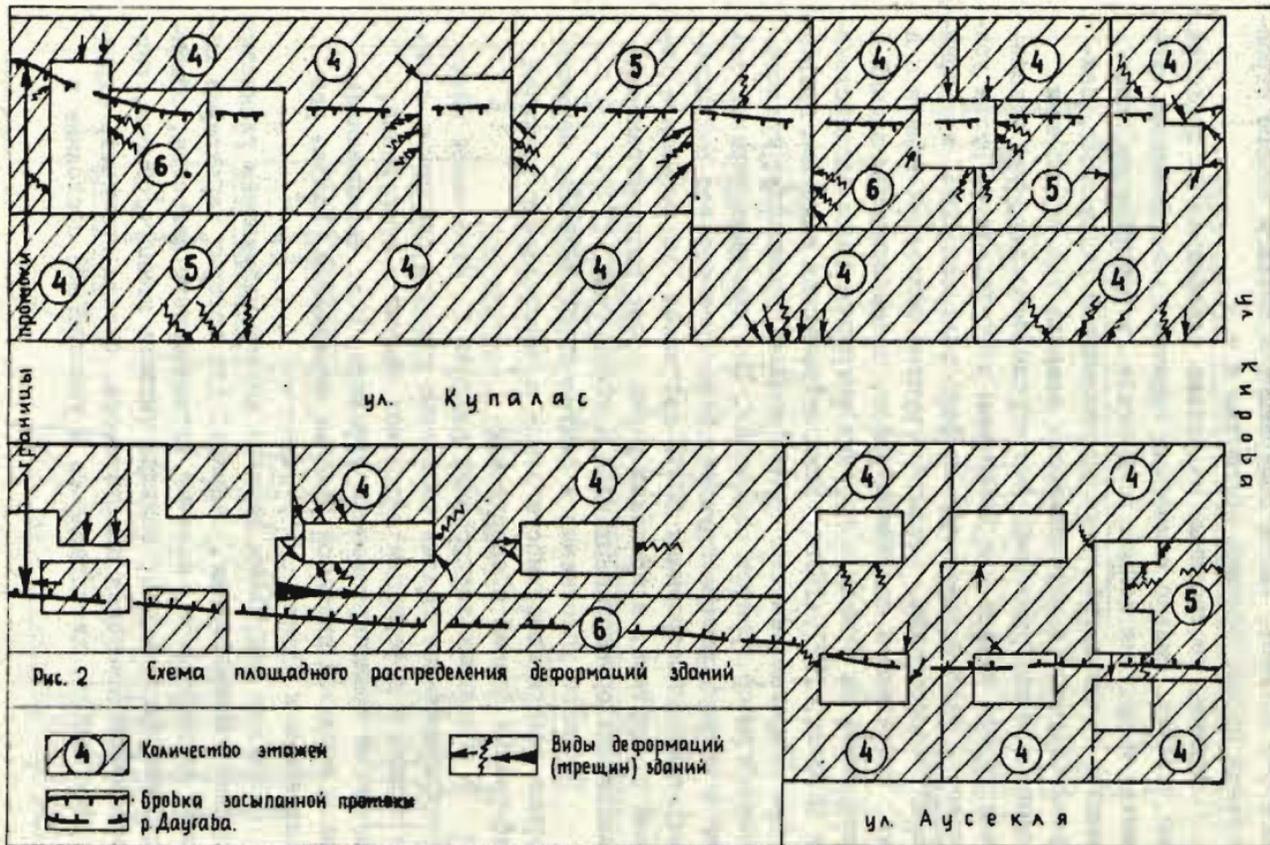
к мостам, заложенные на рыхлых насыпных грунтах (Котлов, 1962), в г. Риге, часто содержащие в большом объеме строительный мусор, обломки древесины и т.д.

Здания, построенные на весьма однородных по простираанию, слабых, сильно сжимаемых грунтах (заторфованных суглинках и др.) на поймах р. Даугава, в подавляющем большинстве также имеют четко проявляющиеся деформации, свидетельствующие о неравномерных осадках под отдельными зданиями и сооружениями. Это обусловлено тем, что в условиях города осадки под действием статических нагрузок усиливаются воздействием других факторов: вибраций, водопонижений, подтопления, вскрытия грунтов оснований вблизи зданий, проведением подземных работ, взаимовлиянием зданий и сооружений на стыках и другими антропогенными воздействиями (Котлов, 1977, 1978). Если статическая нагрузка превосходит сопротивляемость грунта сжатию, происходит гравитационный выпор грунтов основания. Это вызывает перекося зданий в сторону выпора грунтов. В г. Риге перекося 5-7 этажных зданий, построенных 50-70 лет назад, установлен в долине р. Даугава, в пределах узких полос распространения пластичных органогенных илов и торфа (рис. 1, 2).

Процессы уплотнения и сжатия пород вызывают неравномерные осадки поверхности земли и часто служат причиной деформаций зданий и сооружений.

В отдельных застроенных районах г. Риги имеют место дегидратационные сжатия глинистых пород и связанные с ними осадка и деформации городских зданий и сооружений, вызванные транспирационным эффектом, т.е. высасыванием влаги корневой системой зеленых насаждений, близко расположенных к зданиям.

Процесс набухания грунтов вызван набуханием глинистых грунтов (аллювиальных, озерных) для которых характерна высокая дисперсность, наличие органического вещества, обменного натрия и магния, большая емкость ионного обмена, гидрофильности, высокая пластичность, слабая прочность структурных связей, дегидративное и уплотненное состояние и



т.д. (Котлов, 1977). Этот процесс вызывает объемные деформации грунтов, поднятие легких зданий и сооружений, появление трещин и др. При значительном давлении набухания, особенно при наличии грунтов с нарушенной структурой, поднимается поверхность земли.

В долинной части г. Риги, где на дневную поверхность выходят супесчано-глинистые и торфяные отложения аллювиально-болотного комплекса, определенное отрицательное воздействие оказывают процессы сезонного (зимнего) пучения. Они вызывают неравномерное поднятие легких (одно- и двухэтажных) зданий и сооружений, деформацию уличного покрытия, и укреплений каналов и набережных. В несущих конструкциях возникают деформации растяжения, разрыва, сжатия и др. Остаточное пучение в многолетнем разрезе может достигать значительных величин и ведет к выдавливанию вверх твердых тел (столбы, шпунты, фундаменты, сваи др.).

Искусственные источники тепловыделения (отапливаемые здания, дымовые трубы, теплотрассы) приводят к образованию горизонтальных и вертикальных температурных градиентов и способствует не только дифференцированному в плане изменению физико-механических свойств грунтов оснований, но и создает у отмолок зданий более благоприятные условия для инфильтрационного питания грунтовых вод. На территории города, где изменен естественный гидродинамический режим подземных вод, в качестве антропогенных гидродинамических факторов выступают гидростатические напоры, гидравлические уклоны, гидродинамическое давление и напорная фильтрация (Котлов, 1976). При вскрытии песчаных водоносных горизонтов искусственными выемками, при водостливе из котлованов, траншей, при откачках подземных вод иглофильтрами и др. способами, проявляется антропогенная механическая суффозия. В итоге она также ведет к определенным деформациям земной поверхности. Зона интенсивной антропогенной нагрузки, претерпевшая наибольшие антропогенные изменения рельефа, характеризуется и наибольшим числом случаев деформаций материально-технических объектов в расчете на единицу площади, наи-

большим числом случаев нарушения асфальтового покрытия в результате его просадки и подтопления подвалов (Дихачева, 1983).

Разнообразие и широкое распространение естественных и антропогенных ЭДП, учитывая возможные изменения лимитирующих или активизирующих их условий (повышение уровня Мирового океана и др.) и необходимость прогнозирования активизации или ослабления этих процессов, требует создания системы постоянно действующего мониторинга ЭДП г. Риги, которая могла бы обеспечить достоверную информацию. Это возможно лишь при условии правильного выбора сети базовых наблюдений.

Поэтому в первую очередь необходимо знать, где и какие процессы проявляются, знать ареалы, площади или линейные зоны (полосы) наиболее интенсивного их действия. Зная, что в преобладающем большинстве случаев результатом их проявления в городе являются деформации зданий, первоочередным мероприятием следует признать детальное картирование и изучение деформации зданий.

Выполненное нами в 1986 году экспериментальное обследование территории города на правом берегу р. Даугава в полосе шириной до 2 км и длиной до 4 км, охватывающей как низкую пойменную часть долины, так и прилегающую песчаную равнину Балтийского ледникового озера (рис. 3), существенно различающиеся по рельефу и геологическому строению (Эберхардс, 1972; Eberhardts, 1988), позволили установить основные виды деформаций зданий и разработать их классификацию без учета причин деформаций (таблица I).

Нами было выполнено обследование каждого здания (сооружения), определен тип и интенсивность деформаций (количество и размеры трещин), фиксировался этаж и тип здания или сооружения (деревянный, кирпично-каменный, железобетонный и др.), по возможности и время возведения данного объекта. В натуре велась схематичная глазомерная съемка зданий по отдельным кварталам с нанесением опреде-

ленными знаками деформации (рис. 2). В камеральных условиях результаты натурного обследования с применением определенных обозначений наносились на мелкомаштабный план города. Таким образом, стало возможным составить обзорную картосхему локализации деформаций, которые имели как точечное, площадное, так и четко выраженное линейное (в виде полос шириной 10-50 м) расположение (рис. 4). Среди отрицательных объективных причин, снижающих достоверность выявления крупноплощадного и линейного расположения деформаций зданий и сооружений, следует отметить наличие внутри определенного квартала городской многоэтажной (в среднем 3-8 этажей) каменной застройки пустырей или легких одно- или двухэтажных деревянных зданий, чаще всего не имеющих визуально фиксируемых деформаций.

Экспериментальное картирование выявило, что существующие деформации каменных зданий свойственны кварталам, где сплошная застройка велась в прошлом столетии и в начале нынешнего века. Это закономерно. Однако выявлены также отдельные полосы, шириной от 10-20 м до 50-100 м, где деформациями охвачены и сравнительно недавно (15-20 лет назад) построенные кирпичные здания, где их фундаменты закладывались на железобетонных сваях. Эти линейно вытянутые полосы, как правило, тяготеют к полосам распространения слабых сильно сжимаемых грунтов (илов, сильно заиленных или заторфованных суглинков, торфов), выполняющих бывшие протоки и затоны р. Даугава (рис. 4). Однако наряду с этим четко выраженные узкие полосы со значительными деформациями зданий (продольные и поперечные вертикальные, открытые и др. трещины, со следами вертикальных и горизонтальных смещений) выявлены также в пределах переувлажненной равнины Балтийского ледникового озера с абсолютными отметками 8-10 м над уровнем моря, где первичный рельеф заметно снивелирован. Их причины пока не выявлены.

Не вдаваясь в более детальный анализ причин пространственного распределения деформаций зданий, так как цель

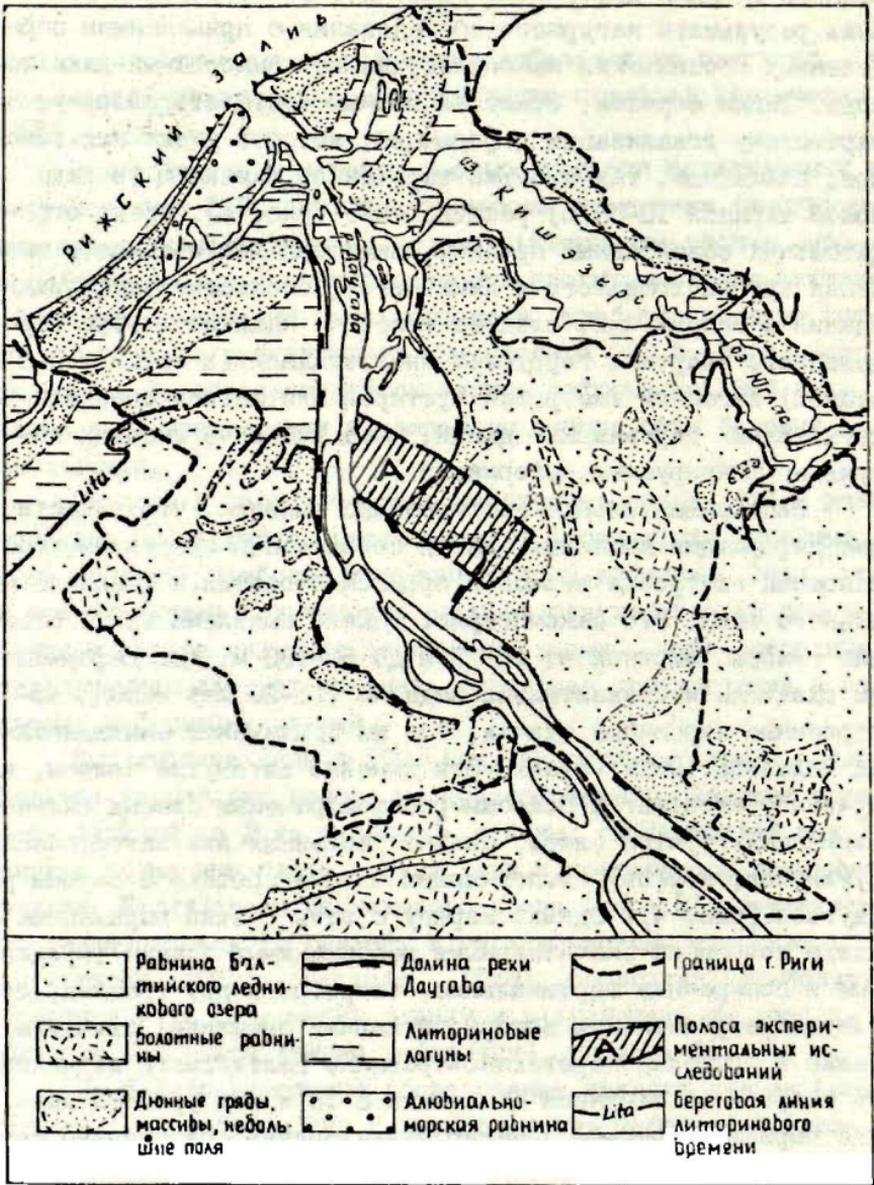


Рис. 3 Геоморфологическая схема рельефа г. Риги.

Типы деформаций зданий

1. Поперечные, однонаправленные трещины:

- 1.1. диагональные, секущие все здания, иногда с вертикальными смещениями отдельных блоков (секций) зданий;
- 1.2. диагональные, зигзагообразные, иногда с вертикальными смещениями отдельных блоков (секций) зданий;
- 1.3. вертикальные;
- 1.4. вертикальные открытые с горизонтальным смещением отдельных блоков (секций) зданий:

1.4.1. открытые сверху,

1.4.2. открытые снизу, с горизонтальными смещениями отдельных блоков здания;

1.5. диагональные, разнонаправленные, иногда с вертикальными смещениями отдельных блоков (секций) здания:

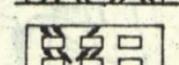
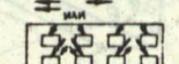
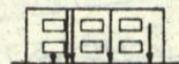
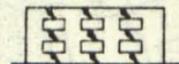
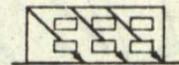
1.5.1. "елочка";

1.5.2. "сосна";

1.6. Поперечные, комбинированные (диагональные и вертикальные), иногда с вертикальными смещениями отдельных блоков зданий;

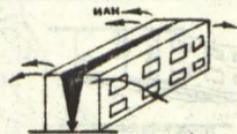
2. Продольные вертикальные трещины:

- 2.1. простые, иногда с незначительными амплитудами вертикального смещения отдельных блоков здания,

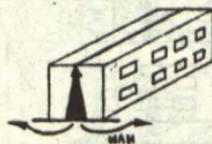


Продолжение таблицы 1

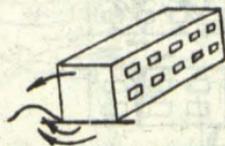
2.2. Вертикальные, открытые сверху, с горизонтальными смещениями отдельных блоков здания;



2.3. Вертикальные открытые снизу, с горизонтальными смещениями отдельных блоков здания;

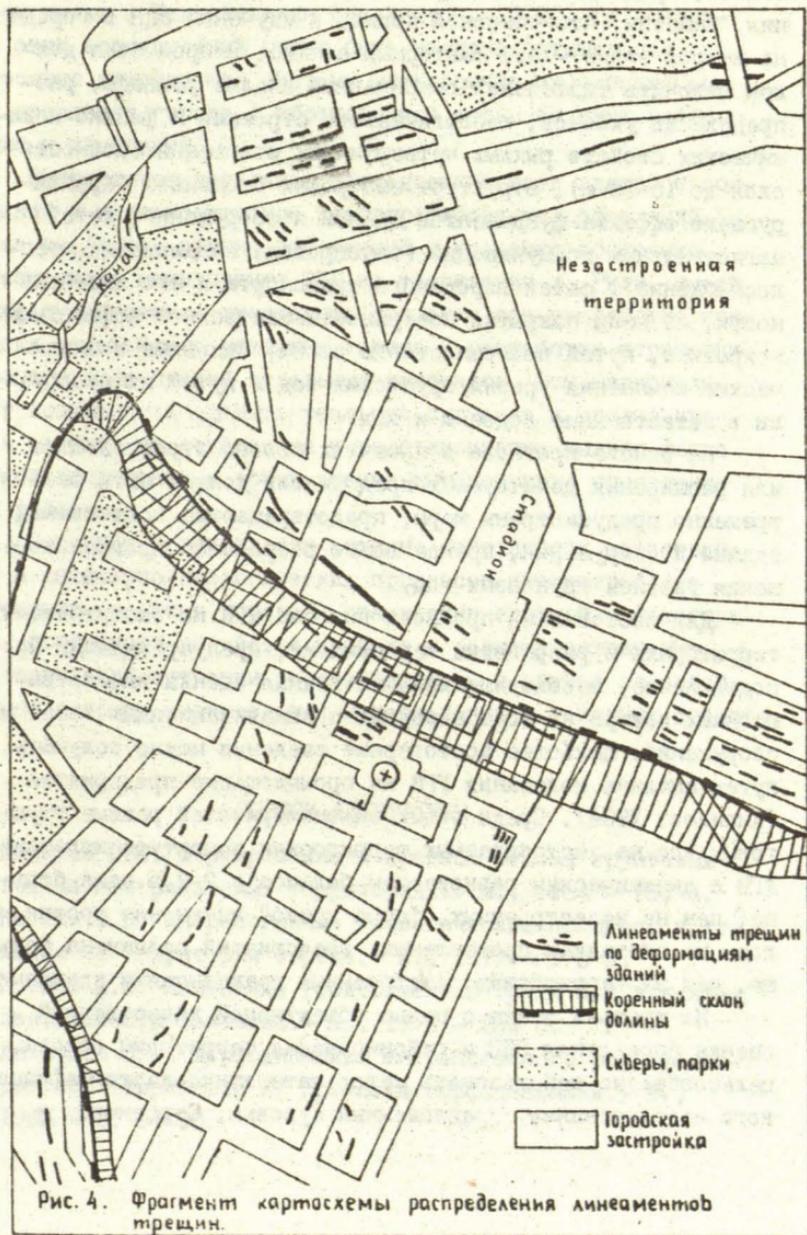


3. Перекос здания в сторону выпора грунтов.



4. Перекос зданий в сторону выпора грунтов, с образованием вертикальных прищельных (в т.ч. и открытых) трещин.





Тикуновым (1980). Последний успешно применен в ряде стран, в том числе в Чехословакии (Копецкы , 1983). На основании этих исследований может быть создана оптимальная постоянно действующая система мониторинга экзодинамических процессов города с обоснованной сетью базовых наблюдений и измерений.

Выполненное детальное обследование всех зданий и сооружений и мелкомасштабное картографирование деформаций, кроме выявления причин деформаций и создания постоянно действующего мониторинга ЭДП на территории г. Риги, имеет также существенное прикладное значение при разработке концепции дальнейшего развития города и разработке стратегии реконструкции зданий отдельных кварталов. Эти материалы дают возможность оценить реальную ситуацию и прогнозировать затраты на содержание и восстановление жилого фонда в неблагоприятных с точки зрения интенсивного проявления ЭДП районах.

Недочет совокупности активно действующих естественных и инженерно-геологических процессов при разработке концепции развития города и реализации сложной инфраструктуры городского хозяйства привело к резкому осложнению экологической ситуации городской среды и влечет за собой лишнюю затрату значительных материальных и денежных средств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анпилов В.Е. Формирование и прогноз режима грунтовых вод на састраиваемых территориях. - М., 1984 - 160 с.
2. Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. - М., 1977 - 170 с.
3. Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. - М., 1978 - 263 с.
4. Лихачева Э.А. Морфодинамика антропогенного рельефа городской территории // Проблемы морфодинамики. - М., 1983 - С. 84-90.

5. Жуков В.Т., Сербенюк С., Тикунов В.С. Математико-картографическое моделирование в географии.- М., 1980 - 223 с.
6. Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долин бассейна р. Даугава.- Рига, 1972 - 130 с.
7. Eberhard G. Reljefs. Enciklopēdija "Rīga".- Rīga, 1988 - 7-17. lpp.
8. Konečný M. Antropogenni transformace reliéfu: Kartografické a matematicko-kartografické modely // Polia: Geographia, 17, 1983 Op. 10.- I. XXIV.- 146.

УДК 551.435.8.551.438.2(474.3)

Зелча Л.Э., Зелча В.С., Маркотс А.Я.

Латвийский государственный университет им. П.Стучки

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МИКРОРЕЛЬЕФА ВЕРХОВЫХ БОЛОТ ЛАТВИИ

Верховые болота расположены преимущественно на территории низменностей, где они образуют наиболее крупные болотные образования Латвии. В целом залежи верховых болот составляют 41,7% от общей площади болот (Буш, Вимба, Гаврилова, Табака, 1985). Как свидетельствуют строения болот Латвии (Nomals, 1943 u.c.; Друвиет, Биркман, 1960; Galeniece, 1975; Даниланс, 1973), верховые болота генетически тесно связаны с переходными и низинными болотами и являются завершающим звеном процесса торфонакопления. Начало этого процесса относится к поздним отрезкам позднеледникового (Даниланс, 1973). Первые верховые болота появились на территории республики уже в бореальное время, т.е. не более чем в 300 лет назад. Массовое развитие они получают с суббореального времени. С этого момента существенно увеличивается интенсивность торфонакопления (рис. I), что связано главным образом с изменением видового состава растительности болот (Nomals, 1943; Табакс, 1956; Елина, 1987; и мн.др.). Наиболее быстрое нарастание торфа происходит в центральной части верховых болот. Это приводит к постепенному образованию характерного для них вышуклого профиля. До сих пор оценка интенсивности и времени наибольшего накопления торфа базировалась на ограниченном фактическом материале. Проведенные нами подсчеты (рис. I) показывают, что заключение Н.Бракша, И.Даниланса и Р.Друвиетиса (Brakšs, Daniļāns, Druvietis, 1968; Даниланс, 1973) о наиболее интенсивном торфонакоплении в субатлантическое время в принципе правильно. В свою очередь, высказывания некоторых авторов (Друвиет, Биркман, 1960; и др.) о наибольшем приросте торфа в атлантическом периоде, даже если учесть процесс разложения и уплотнения, не имеет достаточного основания. Как показано на рис. I, в Латвии средняя скорость торфона-

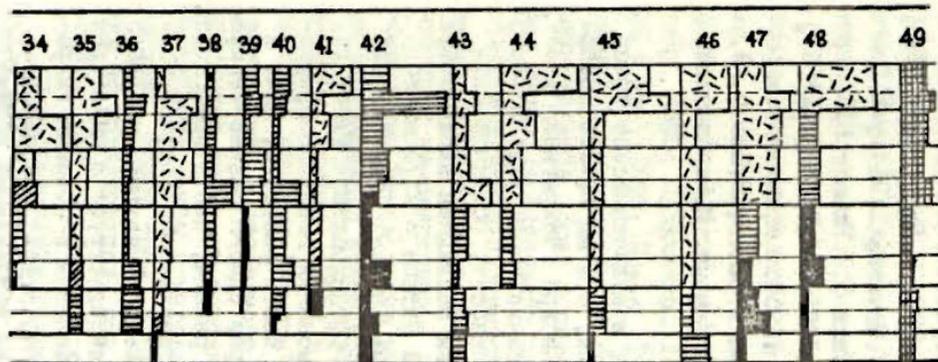


Рис. 1. Средняя годовая скорость торфообразования в некоторых болотах Латвии и Юго-западной Эстонии. Торф: 1-верховой, 2-переходный, 3-низинный, 4-сапрофель. Разрезы: 1 - Платенес пурвс, 2-Думиню пурвс, 3-Дуклюпурвс, 4-Сарнатес пурвс, 5-Васениеку пурвс, 6 - Велнац пурвс, 7-Ванес Стулбайс пурвс, 8-Блиденес пурвс, 9-Нидас пурвс, 10-Тирелис, 11-Калвенес пурвс, 12-Калнапурвс, 13-Лауциенес пурвс, 14-Залаяс пурвс, 15-Рагану пурвс, 16-Слокас пурвс, 17-Кемеру - Смардес тирелис, 18-Мазтирелис, 19-Кайгу пурвс, 20, 21, 22 - Торфокална пурвс I, II, III, 23-Ламбертес пурвс, 24-Аклайс пурвс, 25-Толлюпурвс, 26-Брикманю пурвс, 27, 28-Нигула II и I, 29-Мыкси, 30-Бицалю пурвс, 31-Ниедру - Дзервью пурвс, 32-Бисениеку пурвс, 33, 34-Руяс пурвс, 35-Кейзару пурвс, 36-Риканда, 37-Таурес пурвс,

38-Бардас крогс, 39-Силини, 40-Дорес муйжа, 41-Лгелайс пурвс, 42-Нумернес пурвс, 43-Пликснес пурвс, 44-Тейчулурвс, 45-Скрузманю пурвс, 46-Криву пурвс, 47-Герляку пурвс, 48-Дагдас пурвс, 49-средняя.

При подсчетах использованы результаты спорово-пыльцевого анализа опубликованные в работах К.Биркмане (1964), М.Галениеце (1955), М.Галениеце, У.Эглитис (1964), И.Даниланс (1973), Л.Медне (1976), А.Сарв, Э.Ильвес (1976), В.Стелле, А.Савваитов, В.Векслер (1973), Л.Табакс (1956), M.Galeniece (1960), M.Galenieks (1935), M.Kabailene (1959) и неопубликованные материалы Л.Зелчи, Р.Эноты, Л.Коваленко, А.Пресниковы, Р.Удре, А.Церини, И.Якубовской.

копления изменяется от 0,49 мм/год в атлантическое время до 1,09 мм в субатлантическое время, что на 20-30% превышает средние показатели Западной Сибири (Чекрыгина, 1983). Наиболее интенсивно процесс нарастания торфа идет в Северной Видземе, Приморской и, в особенности, Восточно-Латвийской низменностях. На территории последней наблюдается самый максимальный прирост торфа в Латвии - 2,75 мм/год (Тейчулурвс) и 3,00 мм/год (Нумернес пурвс). Как свидетельствуют торфогаммы, процесс торфонакопления имеет колебательный характер. При этом изменения годового прироста торфа, в особенности в верхней части разрезов, даже в болотах, расположенных на территории одного физико-географического или геоморфологического района, часто происходят асинхронно. Вертикальная смена ботанического состава торфа верхового типа в торфяниках Северной Видземе, например Тауреспурвс и Бисениекупурвс, свидетельствует о некоторой цикличности изменения условий увлажнения и степени гигрофитности растительности. Кроме того, разрез болота Лиелайс пурвс; опубликованный в работе И.Даниланса (1973), достаточно четко отражает процесс компенсационного погружения нарастающего выпуклого купола, образованного преимущественно из фускум-торфа в подстилающем осоковом низин-

ном торфе. Проведенные нами исследования гипсометрии болотных залежей верхового типа показывают, что независимо от возраста и общей мощности торфяного слоя, центральная часть купола превышает периферийные участки болота не более чем на 5-7 м. Эта величина хорошо согласуется с данными, приведенными в работах других авторов (Страуме, 1979; Елина и др., 1986; Елина, 1987), и, очевидно, является близкой к критическому уровню свободного вертикального нарастания торфяников.

Ввиду вышеуказанных обстоятельств, интерпретация и возрастная корреляция интенсивности торфонакопления только на основании палеогеографических, в первую очередь палеоклиматических, а также экологических факторов (Нейштадт, 1956; Пьянченко, 1962; Нейштадт, Малик, 1980; Елина и др., 1986; Елина, 1987), не раскрывает всей сложности динамики саморегуляции роста болот и возникновения их микрорельефа. Если формирование для переходных и низинных болот характерного кочковатого микрорельефа можно объяснить чисто биотическими факторами, то грядово-мочажинные и грядово-озерные комплексы верховых болот Латвии являются не следствием, а причиной дифференциации растительности. Здесь также уместно подчеркнуть, что результаты исследований особенностей криолитогенеза (Попов, Розенбаум, Тумель, 1985) и данные многолетних наблюдений болотной станции "Кемери" явно указывают на невозможность происхождения первичного расчленения и неровностей поверхности верховых торфяников в климатических условиях республики путем грунтового льдообразования и побочных явлений. Кроме того, верховые болота гослесфонда осушению не подвергаются, они сохраняются в естественном состоянии (Буш, Вимба, Гаврилова, Табака, 1985).

В расположении грядово-мочажинных и грядово-озерных комплексов наблюдаются определенные закономерности. Все элементы микрорельефа обычно располагаются поперек уклона и почти параллельно друг другу (рис. 2, 3, 4). Длина

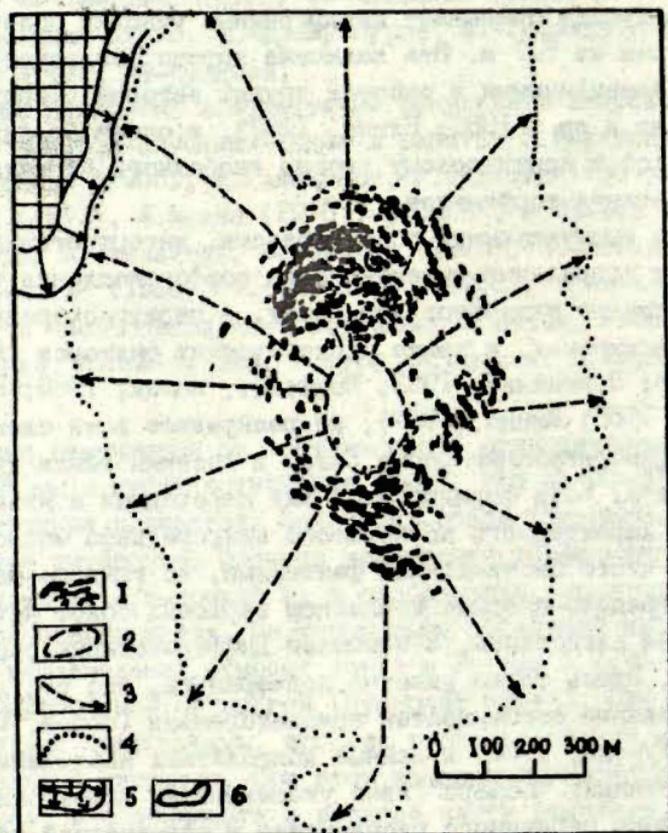


Рис. 2. Упорядоченность элементов микрорельефа в залежах купольного типа (с одним куполом) на примере болота Кеселю-Раматас пурве.

Условные обозначения: 1 - грядово-озерные комплексы, 2 - центральная (вершинная) часть болота, 3 - направление уклона склонов, 4 - граница болота, 5 - друмлины, 6 - дюны (к рис. 4).

отдельных гряд, озерков и мочажин достигает 300-800 м, а ширина не превышает 50-80 м. Возвышение гряд над общей поверхностью составляет не более 0,5-0,7 м и существенно уступает глубине окнищ. Гряды часто прерываются посреди озерков и мочажин, переходя в цепочку кочкообразных поднятий. По материалам болотной станции "Кемеги" длинные оси микроформ ориентированы также перпендикулярно линиями стока подземных вод. Характер рисунка упорядоченности грядово-мочажинных и грядово-озерных комплексов тесно связан с общей конфигурацией болотных залежей, которые, исходя из этого, можно подразделить на три основные разновидности - куполообразные, склоновые и долинные. Как видно, основным фактором, обуславливающим разнообразие морфологии болот и упорядоченности микро рельефа, оказывается различное положение их в рельефе.

В залежах куполообразного типа элементы микро рельефа образуют концентрические более или менее регулярные окружности (рис. 2). В случаях, когда верховое болото имеет несколько куполов, в зонах их соприкосновения отмеченная ориентировка и мозаика микро рельефа существенно изменяются. Гряды, озерки и мочажины постепенно теряют характерную для них протяженность и вместо нее приобретают нерегулярную извилистую форму (рис. 3). Максимальная концентрация озерков обычно приурочена к склоновой части куполов. В их центре и нижней части склонов, где они также встречаются, наиболее характерным является грядово-мочажинные образования. В асимметрических куполах на более длинном склоне, который, как правило, обращен в сторону общего падения окружающего рельефа, появляются дополнительные сегментарные дуги микроформ. Нередко выступы этого склона приобретают языкообразную форму и образуют различные торфяники долинного типа. Следует отметить, что обе разновидности микро рельефа на болотах республики распространены неравномерно. Грядово-озерные образования наиболее широкое развитие получили на сравнительно небольших куполах болот Северной

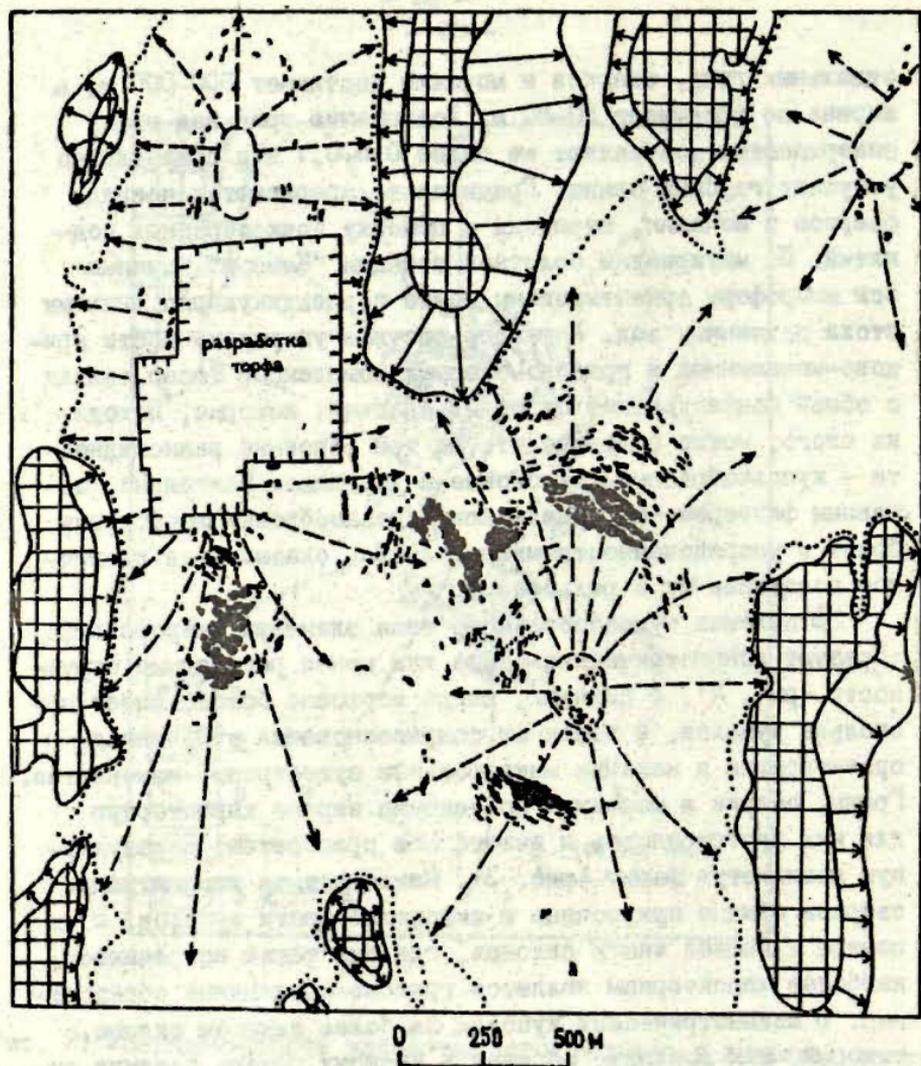
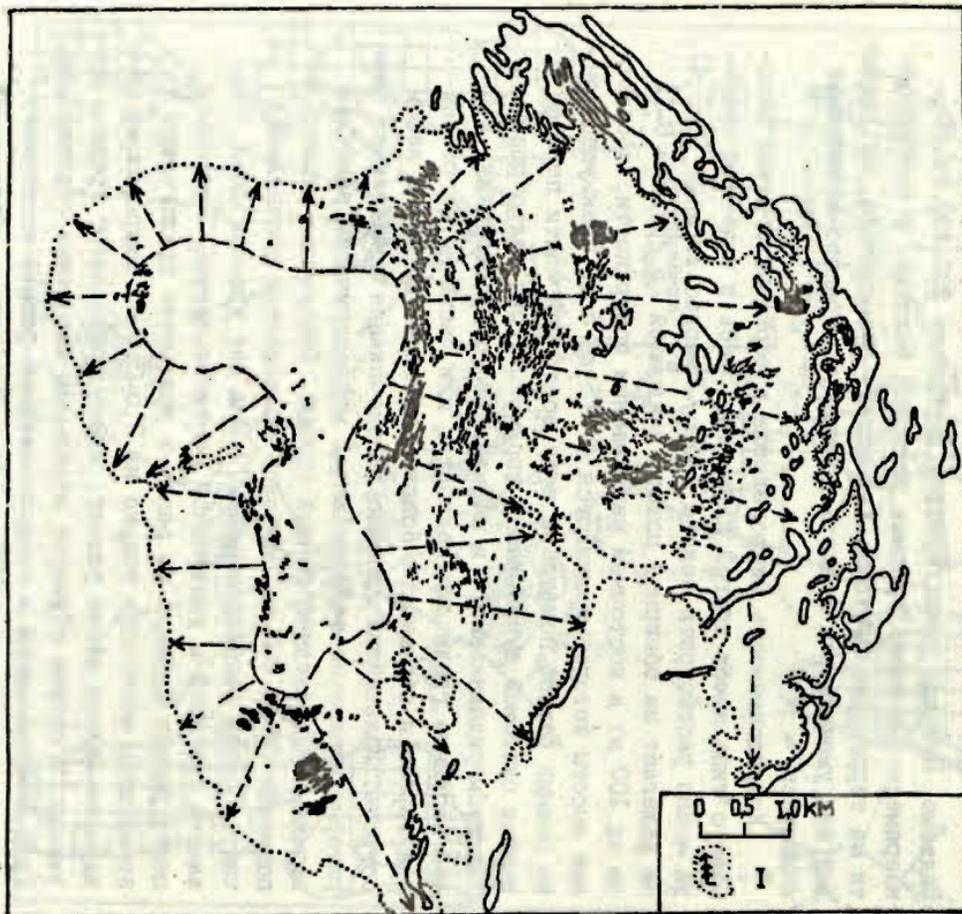


Рис. 3. Упорядоченность элементов микрорельефа в сложнопостроенном верховом болоте. Условные обозначения см. к рис. 2.

Видземе. Площадь таких куполов достигает 200-400 га. Одновременно на более крупных верховых болотах, в особенности на территории Восточно-Латвийской низменности, их удельный вес уменьшается и здесь доминируют грядово-мочажинные комплексы.

Упорядоченность микрорельефа в верховых болотах склонового типа имеет другой характер. Здесь в качестве примера можно рассмотреть болото Кемеру-Смардес тирелис (рис. 4). Он залегает на обширной пологой наклонной (в среднем 8-11 см на 100 м) в восточном направлении поверхности, абсолютные высоты которой изменяются от 15 до 5 м. Преимущественно ровный рельеф покатости в ее восточной части пересекается системой дугообразно изогнутых гряд валлообразных дон субмеридианального и меридиального простираания. Причем западные гряды дон полностью или частично погребены под торфом и образуют в болоте небольшие поросшие лесом острова. Дальнейший процесс заболачивания прилегающей территории несколько задерживается морфологически наиболее выраженной последней донной грядой. Абсолютные отметки ее подножия около 7-8 м. Наиболее приподнятая центральная часть болота расположена на 17,5 м над уровнем моря. Она занята трясинной с угнетенной растительностью. Поскольку центр болота сдвинут на запад и превышает прилегающую к этому краю местность только на 2,5-3,0 м, микрорельеф западного склона менее развит. Здесь преобладают гряды и мочажины, а озера образуют отдельные небольшие группировки. Грядово-мочажинный и грядово-озерный рельеф восточного склона является одним из самых впечатляющих образований данного рода на территории Латвии. Здесь микроформы образуют дугообразную выпуклую в сторону уклона поверхности полосу ориентированного рельефа, отдельные элементы которого почти параллельны донным грядам. При этом северный отрезок полосы, где ширина болота максимальная, является классическим примером развития грядово-озерного рельефа. Местами расстояние между формами не превышает 10-15 м. На

Рис. 4. Упорядоченность микрорельефа в верховых болотах склонового типа на примере Кемеру-Смардес тирелис: I - острова и полуострова заболоченного леса. Остальные обозначения см. на рис. 2.



жном отрезке господствуют типичные грядово-мочажинные образования. Как правило, в пределах выгнутых участков полосы количество гряд, озерков и мочажин увеличивается, что придает общему рисунку внутренней организации форм местами сегментарный характер. Вблизи погребенных дон почти меридиональная ориентировка и внешние очертания форм микро-рельефа изменяются. Дюнная гряда разбивает языкообразную структуру тела перемычками на месте пересечения и формирует его более сложную структуру. В подавляющем большинстве случаев в ней элементы микро-рельефа последовательно занимают субширотное или даже широтное положение, а черты их прежней ориентировки сохраняются фрагментарно.

Верховые болота долинного типа распространены в районах развития радиальных форм ледникового рельефа (в особенности друмлинов и флютингов) или являются производными членами куполообразных и склоновых торфяников. В целом в них преобладают грядово-мочажинные комплексы. Внутренняя организация элементов микро-рельефа имеет языкообразную структуру. В осевой части болота гряды, мочажины и встретившиеся отдельные озера ориентированы поперек длинной оси залежи, а в боковой части они сужаются и простираются продольно (рис. 3).

Изложенные закономерности морфологии и упорядоченности микро-рельефа различных типов верховых болот свидетельствуют, что грядово-мочажинные и грядово-озерные комплексы представляют диссипативные структуры, которые образованы в результате медленного сползания (крипа) торфа под воздействием силы тяжести. Как известно, силу тяжести, обеспечивающую гравитационный перенос, можно разложить на две составляющие, одна из которых ориентирована в направлении склона, а другая — под прямым углом к склону. Сила, направленная вдоль склона, перемещает материал вниз, но ее действие затормаживается силой трения (внутреннего сцепления) материала. Величина силы трения зависит, во-первых, от составляющей силы тяжести, направленной нормально к

склону и, во-вторых, от физико-механических свойств отложений. Так как нормальная составляющая силы тяжести обратно пропорциональна углу наклона, то нарастание торфяного купола и увеличение крутизны склона приводит к ее уменьшению. До некоторого момента устойчивость склона может соблюдаться компенсационным погружением купола в подстилающем низинном торфе. Однако по мере уплотнения и дальнейшего нарастания торфа начинается его медленное гравитационное перемещение вниз по склону. Таким образом склон стремится приобрести равновесие за счет общего уменьшения угла, а процесс непрерывного торфообразования обеспечивает необходимый для развития и сохранения диссипативных структур приток вещества и энергии. В зависимости от внутренней структуры организации микрорельефа можно заключить, что в залежах купольного типа преимущественно происходит всестороннее центробежное, в склоновых залежах — одностороннее склоновое, а в долинных болотах — языкообразное растекание верхового торфа.

Изменения крутизны склона по профилю приводят к дифференциации гравитационного переноса и способствуют возникновению в слое торфа избыточных растягивающих напряжений. Последние, действуя в плоскости общего смещения материала, порождают его неравномерное продольное разуплощение и образование в нем зон ослабления, ориентированных поперек уклона. Усиленное растяжение разжиженного торфяного вещества в этих зонах будет компенсироваться повышенной миграцией воды из близрасположенных участков, не подвергающихся столь интенсивному воздействию растягивающих усилий. Следовательно, на начальных этапах сползания торфа в зонах ослабления возникают сильно увлажненные понижения, в которых заселяются растения так называемого мочажинного комплекса. В свою очередь, на прилегающих участках даже небольшое укучение водного и воздушного режимов способствует развитию видов растительности грядового комплекса.

Так как увеличение поровой воды уменьшает трение меж-

ду частицами и снижает литостатическое давление, отмеченное перераспределение жидкой составляющей торфа усиливает неоднородность поверхности болота. Дальнейшее продолжение процесса, с одной стороны, ведет к понижению предела прочности и снижению сопротивления торфа деформационным силам, а с другой – порождает прирост растягивающих напряжений. В конечном итоге эти обстоятельства могут привести к состоянию, когда сплошность торфяного слоя нарушается и образуется система вертикальных трещин отрыва. Вода, проникающая свободно в медленно раскрывающиеся трещины, формирует топи и окнища. Как отмечает В. Белоусов (1986), изменение вязкости и предела прочности с давлением таково, что на большей глубине под поверхностью поровая вода в большей мере способствует развитию пластических деформаций, тогда как ближе к поверхности присутствие воды ведет к замене пластической деформации разрывами. Поэтому есть основание полагать, что наличие в верховых болотах грядово-озерных комплексов свидетельствует о зрелости их микрорельефа. Кроме того, в болотах с хорошо развитым грядово-озерным рельефом вертикальная скорость современного торфонакопления относительно меньше.

Исключительной ролью влияния воды объясняется и небольшая крутизна склонов, при которой начинается процесс гравитационного сползания. По данным Р. Друвиетиса и Ж. Биркмана (1960) влажность торфа залежей верхового типа достигает 90–92,5%. Такие сильно обводненные слои будут скользить друг по другу при очень малых напряжениях, т.е. при ничтожных уклонах (Hubbert, Rubeu, 1959; Белоусов, 1986). В болотах с трясинной в центральной части грядово-мочажинные и грядово-озерные комплексы формируются уже при средней крутизне склона около $0,10^{\circ}$, в то время как в других условиях морфологически четко выраженные микро-комплексы существуют при углах наклона $0,30-0,50^{\circ}$, что на степень ниже приведенных в методической литературе величин (Хотина, 1987). Скорости гравитационного переноса

и раскрытия трещин отрыва пока оценить трудно и они требуют дальнейших стационарных исследований. Однако, вероятно, величина их не превышает несколько см в год, а некоторая сезонная активизация может быть вызвана осенними дождями или весенним снеготаянием.

Отдельные черты характера микрорельефа и гравитационного переноса материала зависят также от особенностей окружающего болота рельефа. Например, в болоте Кемеру - Смардес тирелис процесс расползания, как и ранее отмеченное заболачивание прилегающей территории, замедляется под влиянием подпоры донных гряд, а в вершинной части болота вследствие этого возникают условия недостаточного естественного дренажа и формируется обширная трясина. В такой ситуации по мере преодолевания препятствий возможен эпизодический прирост темпа перемещения торфа и осушение центральной части болота.

В совокупности приведенный анализ показывает, что основными факторами, обуславливающими происхождение микрорасчленения поверхности верховых болот, являются гравитационные процессы. Поэтому, несмотря на то, что образование грядово-мочажинных и грядово-озерных комплексов происходит одновременно с торфонакоплением, данные формы рельефа могут быть рассмотрены органогенными только с позиций слагающих их отложений. Механизм конседиментационного переноса торфа под действием силы тяжести, со всеми вытекающими из него последствиями, видимо, лежит в основании отмеченной исследователями (Елина и др., 1986) саморегуляции роста болот. Так как в процессе гравитационного сползания торфа происходит его медленное разуплотнение и деформация, современные представления об интенсивности нарастания торфа во многом условны, а использование разрезов верховых болот в палеогеографических целях требует определенной предосторожности при выборе места отбора образцов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоусов В.В. Структурная геология.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968.- 248 с.
- Биркмане К.Я. Очерк современной растительности восточных геоботанических районов Латвийской ССР // Растительность ЛатвССР.- Рига: АН ЛатвССР, 1964.- IV.- С.148
- Буш К.К., Вимба Э.К., Гаврилова Г.Б., Табака Л.В. Растительный мир // Советская Латвия.- Рига: ГРЭ, 1985.- С. 85-93.
- Галениеце М. Генезис и возраст приморских болот Латвийской ССР // Тр. ин-та биологии.- Рига: АН ЛатвССР, 1955.- III.-I.- С. 225-232.
- Галениеце М.П., Эглитис У.А. Стратиграфия и генезис верхних болот Северо-западной Латвии // Растительность Латвийской ССР.- Рига: АН ЛатвССР, 1964.- IV.- С. 79-85.
- Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии.- Рига: Зинатне, 1973.- 312 с.
- Друвиет Ф.Я., Биркман К.М. Торфяные месторождения Латвийской ССР и их использование.- Рига: АН ЛатвССР, 1960.- II4 с.
- Елина Г.А. Многоликие болота.- Л.: Наука, 1987.- 190 с.
- Елина Г.А., Юдина В.Ф., Максимова Т.А., Токарев П.Н. Болота раскрывают тайны.- Петрозаводск, 1986.- 95 с.
- Медне Л. Характеристика некоторых разрезов позднеледниковых отложений на территории Северо-Западного Видземского поднятия // Гидрологические и метеорологические процессы и окружающая среда.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1976.- С. 128-136.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене.- М.: АН СССР, 1957.- 404 с.
- Нейштадт М.И., Малик Л.К. Прошлое, настоящее и будущее западносибирских болот // Природа.- 1980.- №2.- С. 24-35.
- Попов А.И., Розенбаум , Тумель Н.В. Криолитология.- М.: Изд-во Моск.ун-та, 1985.- 239 с.

- Пьянченко Н.И. О происхождении грядового микрорельефа // Проблемы ботаники, 1962.- Вып.6.- С. 62-70.
- Сарв А.А., Ильдес Э.О. Стратиграфия и геохронология голоценовых озерных и болотных отложений юго-западной части Эстонии // Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях.- Рига: Зинатне, 1976.- С. 47-59.
- Стелле В.Я., Савваитов А.С., Векслер В.С. Стратиграфия и абсолютная хронология разреза Саласпилс // У Всесоюзн.со-вещ. по проблеме "Астрофизические явления и радиоугле-род." - Тбилиси, 1973.- С. 351-358.
- Страуме Я.А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 297-439.
- Табака Л. Материалы к исследованию растительного покрова олиготрофных болот приморской низменности Латвийской ССР // Тр. Института биологии Академии наук ЛатвССР.- Рига: АН ЛатвССР, 1956.- III.- С.
- Хотина Е.Б. Отложения гравитационного ряда // Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений.- Л.: Недра, 1967.- С. 30-40.
- Чекрыгина С.Н. Голоценовые биогенные отложения // Геокриол. условия Зап.-Сиб.газонос.провинции.- Новосибирск, 1983.- С. 82-85.
- Brakšs N., Danilāns I., Druvietis R. Kūdra // LME. Rīga: Zinātne, 1968.- II sēj.- 176.lpp.
- Galeniece M. Dažu Kurzemes purvu stratigrāfija un genēze // Latvijas PSR vegetācija.- Rīga: LatvPSR ZA, 1960.- III.- 21.-40. lpp.
- Galeniece M. Vegetācija // Latvijas PSR ģeogrāfija. Rīga: Zinātne, 1975.- 100.-114. lpp.
- Galenieks M. Latvijas purvu un mežu attīstība pēcledus laikmetā // Latvijas universitātes raksti. Lauksaimniecības fakultātes sērija.- Rīga, 1935.- II.- 29.- 561.- 546. lpp.

Hubbert M., Rubey W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting // 1 st Bull. Geol. Soc. Am. 1959.- V.70.- N 2.- P. 115-205.

Kabailene M. Augalijos raida vėlyvajame, ledymetyje ir poledymetyje Lietuvos un pietines Latvijos piejūrio zonoje // Geografinis metraštis.- Vilnius, 1959.- VII.- 477-525 lpp.

Nomals P. Vidzemes un Latgales purvu apskats // Zemes bagātību pētišanas institūta raksti.- Rīga, 1943.- VI.- 168 lpp.

Пробокс Я.С.

Латвийский государственный
университет им. П.Стучки

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЛОЖА И БЕРЕГОВ
ВОДОХРАНИЛИЩ КАСКАДНОГО РЕЖИМА
ЭКСПЛУАТАЦИИ

Геоморфологические изменения и процессы, происходящие в речных долинах, после создания водохранилищ, проявляются с необычной быстротой и многогранностью.

Изучением и познанием этих процессов занимались многие ученые страны - Д.М.Матарзин (1977), В.М.Шпрокова (1966, 1976, 1974), О.Г.Григорьева (1976, 1969), М.Я.Приткова (1984, 1973) и другие. Полученные результаты дополняют друг друга и вопросы геоморфологической эволюции водохранилищ становятся все яснее и понятнее. Особенно хорошо изучены водохранилища центральной и южной части страны, а также Сибири. Наше внимание обращено к средним водохранилищам каскадного режима эксплуатации лесной зоны Европейской части СССР (на примере Прибалтики).

Водоохранилища рассматриваемого региона в своем развитии имют особенности по сравнению с аналогичными объектами других регионов. Применяя классификацию Эдельштейна К.К. (1983), каскад водохранилищ Даугавы относится к долинно - русловому типу. Они расположены на территории, с формами рельефа, образованными последним материковым оледенением. Для рек рассматриваемого района характерна малая насыщенность воды взвесами, что является важным фактором эволюции ложа созданных водохранилищ. Кроме того, свои особенности имеет строение долины реки, которая выполнена двурусным комплексом отложений. В нижней каньонообразной части склоны долины сложены коренными породами среднего и верхнего девона. Верхняя трапециевидная часть нередко, как считает Г.Я.Эберхардс (1972), шириной 3-5 км, представляет комплекс

древнеэлювиальных и моренных отложений.

Изучались три водохранилища р. Даугава, различные по своему возрасту (10-46 лет), что во многом определяет стадию их развития, а также участок реки выше каскада и устьевая область. На участке реки выше каскада, у г. Екабпилс, река имеет естественный гидрологический режим, а устьевая область, которая одновременно является нижним бьефом Рижского водохранилища, подвержена значительному антропогенному воздействию. Из трех водохранилищ детально изучалась Кегумская (46 лет), на которой процесс эволюции форм рельефа ложа более выраженный. Наблюдения велись по семи створам (рис. I).

Результаты исследований подтверждают наше предположение о том, что в водохранилищах подобного типа эксплуатации, режим работы ГЭС 2-3 часа в сутки, формы рельефа ложа слабо развиты. Образование гряд, валов, рифленных поверхностей на мелководье и другие формы связаны с аккумуляцией наносов и взвешенных частиц, а также отмиранием водорослей. Кроме аккумуляции, на отдельных участках водохранилищ существует эрозионные процессы. К таким участкам приурочены верховья нижних бьефов и устьевой участок реки, где, кроме размыва берегов и русла коротким сбросом воды в сутки через гидроузел, происходит интенсивное землечерпание.

Во время работы ГЭС в нижнем бьефе создается сильное течение, скорость которого нередко превышает 2 м/с. По расчетам Рижской гидрометслужбы (1966), вода при такой скорости течения способна срывать частицы донного материала диаметром 20 мм и более, а взвешивать диаметром до 1 мм (табл. I). Перемещение наносов зависит от скорости и продолжительности течения воды.

Обычно продвижение воды за один цикл работы ГЭС в нижнем бьефе достигает 8-15 км и во многом зависит от морфометрии и морфологии водохранилища. На Дявинском, где нижний бьеф является верховьем Кегумского водохранилища,

русло которого прямое, шириной до 0,3 км, за один цикл течение воды, перемещает наносы до 15 км, а на Рижском, где в нижнем бьефе расположен о. Доле (длиной 8 км, перемещение наносов за цикл составляет 8 км. Ниже о. Доле ширина реки возрастает до 0,7-0,8 км и скорость течения резко затухает.

Теоретический расчет перемещения и взвешивания частиц велся по формуле Т.И.Шамова: $V_{ср} = 4.4 \cdot d^{1/3} \cdot H^{1/6}$. Полученные критические скорости течения для перемещения наносов весьма различны. Фактически, чтобы перемещать частицы диаметром 0,1-0,25 мм достаточно скорости 0,36-0,40 м/с, а для взвешивания скорость должна составлять от 0,41 до 0,47 м/с. Мелкие частицы начинают взвешивание при незначительных расхождениях в скорости течения, меньше 0,1 м/с. Однако чем крупнее частицы, тем больше разница в скоростях течения для срыва и взвешивания частиц одинаковых диаметров. Для частиц диаметром от 1 до 2 мм эти скорости соответственно от 0,79 до 0,87 и от 6,30 до 7,20 м/с.

Перемещение влекомых наносов на водохранилищах Даугавы приурочено к нижним бьефам, где существуют периодические высокие скорости течения воды, имеющие особый режим работы ГЭС.

Проведенные измерения скорости течения в средней и приплотинной части Плявиньского и Кегумского водохранилищ показали, что внутриводосточные и придонные течения незначительны (0,03-0,15 м/с) и не могут служить фактором перемещения влекомых наносов. Более сложно определять перемещения наносов, поступающих от размыва берегов, так как их перемещение полностью подчинено режиму прибрежных течений ветровых волн. Длина абразионных берегов на 1986 г. сократилась с 166 км, или 55 % от общей длины берегов (1975 г.), до 54 км, или 18 %. За период эксплуатации (1940-1986 гг.) всех трех рассматриваемых водохранилищ общий объем обрушенного берегового материала составляет 229,7 тыс. м³, или 450 тыс. т. Частицы диаметром 0,1 мм переходят во взвешенное состояние (Кондратьев, 1960), поэтому общий объем

взвешенного материала от размыва берегов составляет 62,2 тыс.м³, или 114 тыс.т., а в среднем за год—1500 м³. Часть размывтого материала около 50 тыс.м³ аккумуляровано на прибрежной подводной отмели, 117,5 тыс.м³ перемещено в виде влекомых наносов, прибрежными и разрывными течениями ветровых волн. Влекомые наносы перемещаются на небольшие расстояния и попадая в глубоководную часть водоема оседают на подводном склоне или дне. В нижнем слое воды скорости течения недостаточны для их перемещения. Поэтому местом аккумуляции размывтого берегового материала, за исключением взвешенных частиц, являются внешние склоны подводной отмели, приглубые участки побережья и участки берега, расположенные к аккумуляции: мысы, изгибы берега, бухты и др. участки.

Если с уверенностью можно сказать, что места аккумуляции влекомых и крупных наносов в пределах водохранилищ ясны, то аккумуляция взвешенных частиц весьма проблематична. Для выяснения режима перемещения взвешенных частиц необходимы долготлетние наблюдения. На водохранилищах Даугавы задолго до их строительства (с 1921 г.) начато изучение перемещения наносов на трех створах: г. Екабпилс, хут. Дзельслеяс и г. Рига. Весь период времени можно разделить на три этапа. Первый этап 1921—1946 гг. естественный режим, второй — 1946 по 1976 гг. строительство трех водохранилищ и период их эксплуатации 1976—1986 гг. Сток взвешенных наносов количественно определен прямыми наблюдениями, анализ мутности воды и расчет зависимости расхода взвесей от расхода воды по формуле (рис. 2).

$$R = 1,85 \cdot Q^{1,65}$$

Средний сток наносов в докаскадном периоде, 18 лет наблюдений, на створе г. Рига в год составлял 449,10³ т с резкими колебаниями по отдельным годам от 125.10³т до 2280.10³т. За 35-летний период строительства каскада сток наносов практически не изменился — 374.10³т и 86.10³т до

2275.10³т, соответственно. За последние 10 лет эксплуатации водохранилищ количественные показатели уменьшились, и среднегодовой сток наносов разнится 166.10³т, снизилась амплитуда колебаний и составляет от 57.10³т до 330.10³т. При анализе полученных результатов расчетов по Рижскому створу просматривается снижение твердого стока наносов и особенно после создания каскада водохранилищ. Однако предположение, высказанное М.М.Роговым, В.В.Ромашиним и Б.В.Штейнбахом (1964), Т.Я.Сегалем, Л.С.Аносовым и А.Я.Гросгалисом (1976) о значительной аккумуляции наносов из-за созданных водохранилищ, по нашему мнению, ошибочно. Если сравнить режим твердого стока через створы г. Рига и г. Екабпилс, то видно, что по Екабпилсскому створу за тот же период времени наблюдений, количественные показатели следующие: а) период докаскадного режима, среднегодовой твердый сток 550.10³т с колебаниями от 226.10³ до 1040.10³т; б) период строительства ГЭС - 347.10³т и от 53.10³т до 844.10³т соответственно; в) период эксплуатации ГЭС - 244.10³т и от 91.10³т до 400.10³т (рис. 3).

Показатели по створу г. Екабпилс свидетельствуют о понижении показателей твердого стока по всей реке и построенные плотины практически влияния на режим стока не оказывают.

Для более углубленного изучения режима произведен анализ распределения стока наносов в течение года. Сравнивая режим до и после создания каскада видим, что максимум стока наносов приходится на половодье, соответственно 75,5 и 82,1 % и второй период времени - осенних паводков 5,5 и 10,8 %.

При определении количественных величин твердого стока особое значение имеет показатель мутности воды. За период 1921-1966 гг. среднегодовая мутность воды на створе Рига составляет 22,2 г/м³ с колебаниями от 40,2 г/м³ в половодье до 8,3 г/м³ в межени.

Изучая режим твердого стока р. Даугава, В.В.Ромашин

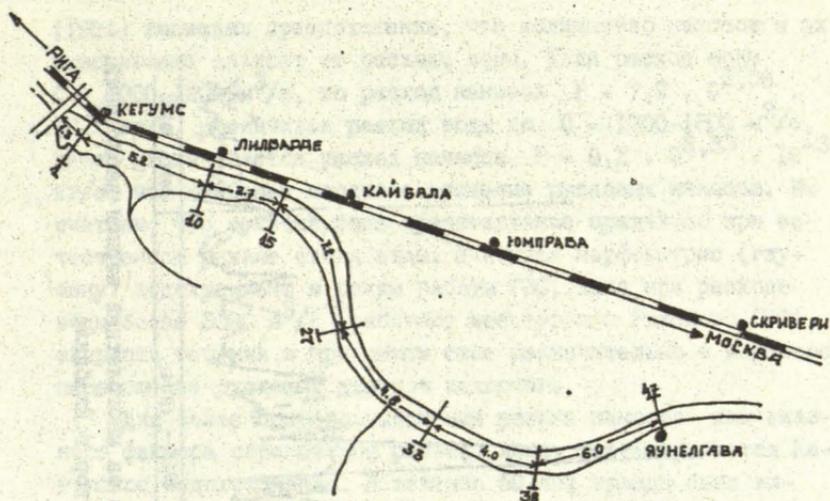


Рис. 1. Схема размещения поперечных профилей на Кегумском водохранилище. — 33 — номер профиля.

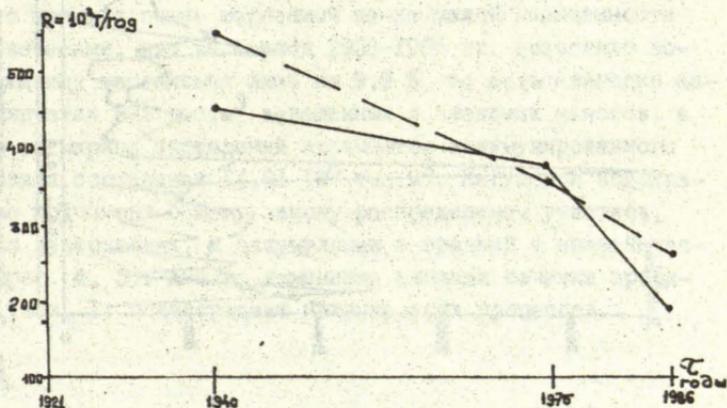


Рис. 3. Кривая средних показателей роста наносов на створах Рига и Екабпилс. — Рига, - - - Екабпилс

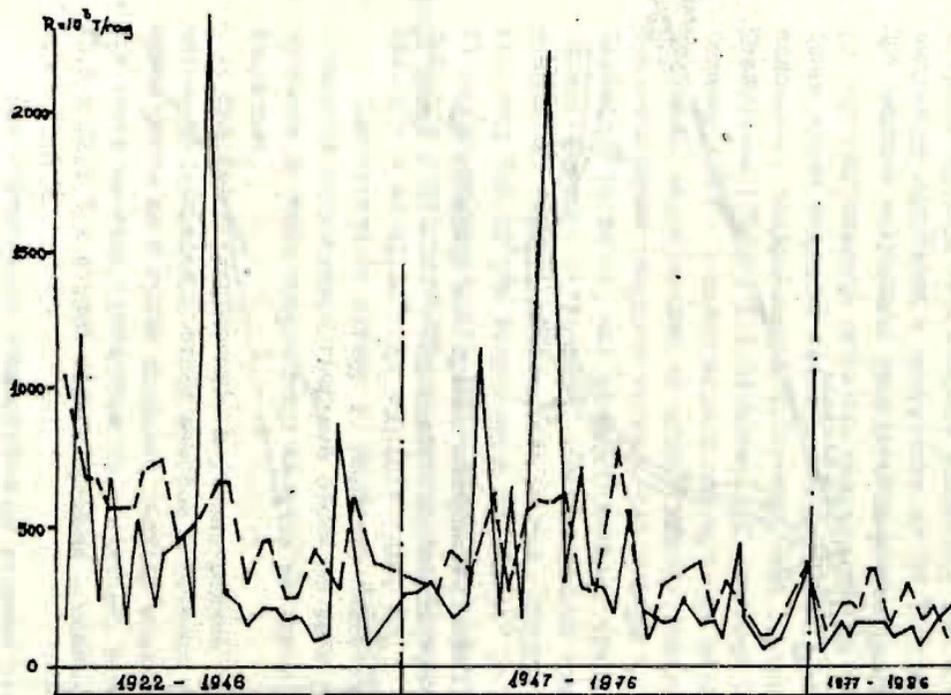


Рис. 2. Кривая твердого стока наносов за многолетний период наблюдений.
 — створ г.Рига, - - - створ г.Екабпилс

(1964) высказал предположение, что количество наносов и их взвешивание зависит от расхода воды. Если расход воды $Q = 1000-1200 \text{ м}^3/\text{с}$, то расход наносов $P = 7,9 \cdot Q^{2,06} \cdot 10^{-6} \text{ кг/с}$, увеличивая расход воды до $Q = 1700-1800 \text{ м}^3/\text{с}$, резко увеличивается расход наносов $P = 0,2 \cdot Q^{3,33} \cdot 10^{-3} \text{ кг/с}$, что вызывает массовое движение русловых наносов. Мы считаем, что существующее представление правильно при естественном режиме стока воды. Учитывая морфометрию (глубину) водохранилищ и режим работы ГЭС, даже при расходе воды более $3000 \text{ м}^3/\text{с}$ (работают все турбины Рижского ГЭС), скорость течения в придонном слое незначительно и массовое перемещение русловых наносов исключено.

Для более полного выяснения режима наносов как главного фактора образования рельефа ложа, рассматривается Кегумское водохранилище. В течение 50 лет трижды были выполнены измерения поперечных профилей на семи створах (1936, 1975, 1986 гг.). Исследования показали общую тенденцию оstepенного заиления и зарастания водохранилища. Однако процесс очень медленный из-за малой насыщенности воды взвесями, что за период 1936-1986 гг. позволило водохранилищу заполниться лишь на 9,9 %, то есть ежегодно аккумулируется 322 тыс. м^3 взвешенных и влекомых наносов, а всего за период наблюдений количество аккумулированного материала составляет $14,81 \cdot 10^6 \text{ тыс. м}^3$. Кегумское водохранилище подчинено общему закону распределения участков, эрозии в верховьях, а аккумуляции в средней и нижней частях (рис. 4, 5). Анализ изменения площади сечения профилей (табл. I) подтверждает наличие этих процессов.

Таблица I

Динамика площади сечения на профилях Кегумского водохранилища относительно уровня воды 31.0 м

№ профиля	Расстояние между профил. от плотины	Площадь сечения в м ²			Изменение площади за 1936-1986 гг.	
		1936 ГМС	1975 Союзвод-полимеры	1986 ЛГУ	м ²	%
I	1,30 8,55	8775	8068	7892	-883	-10,06
10	9,25	10160	8835	8581	-1579	-15,54
15	16,45	7577	7260	7181	-396	-5,22
27	21,25	3160	3175	3244	+94	+3,07
33	25,30	2398	2400	2522	+124	+5,17
38	31,30	1940	1920	1790	-150	-7,70
47	31,30	1540	1515	1190	-350	-22,47

Несмотря на то, что выяснено относительное перемещение взвешенных наносов в пределах водохранилищ и за их пределами, в устьевом районе р. Даугава год от года растет их дефицит, происходит боковая и глубинная эрозия, что в свою очередь угрожает инженерно-гидротехническим объектам г. Рига.

Дальнейшие исследования показали, что даже в многоводные годы, когда количество наносов нередко возрастает в 3-4 раза, их объем не может восполнить тот дефицит, который создают строительные организации путем землечерпания пульпы на устьевом участке реки. В таких условиях даже самые надежные методы прогнозирования не в состоянии предсказать последствия. Началось дноуглубительных работ на устьевом

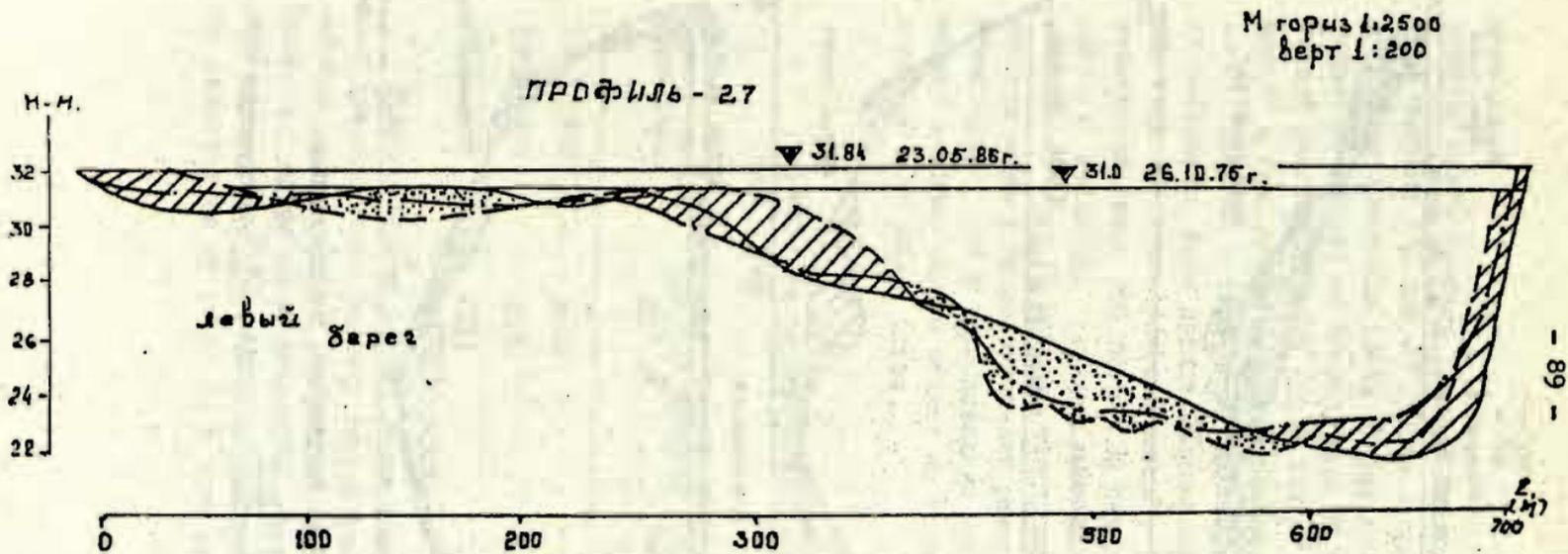


Рис. 4. Эволюция ложа Когумского водохранилища (условные обозначения см. рисунок 5)

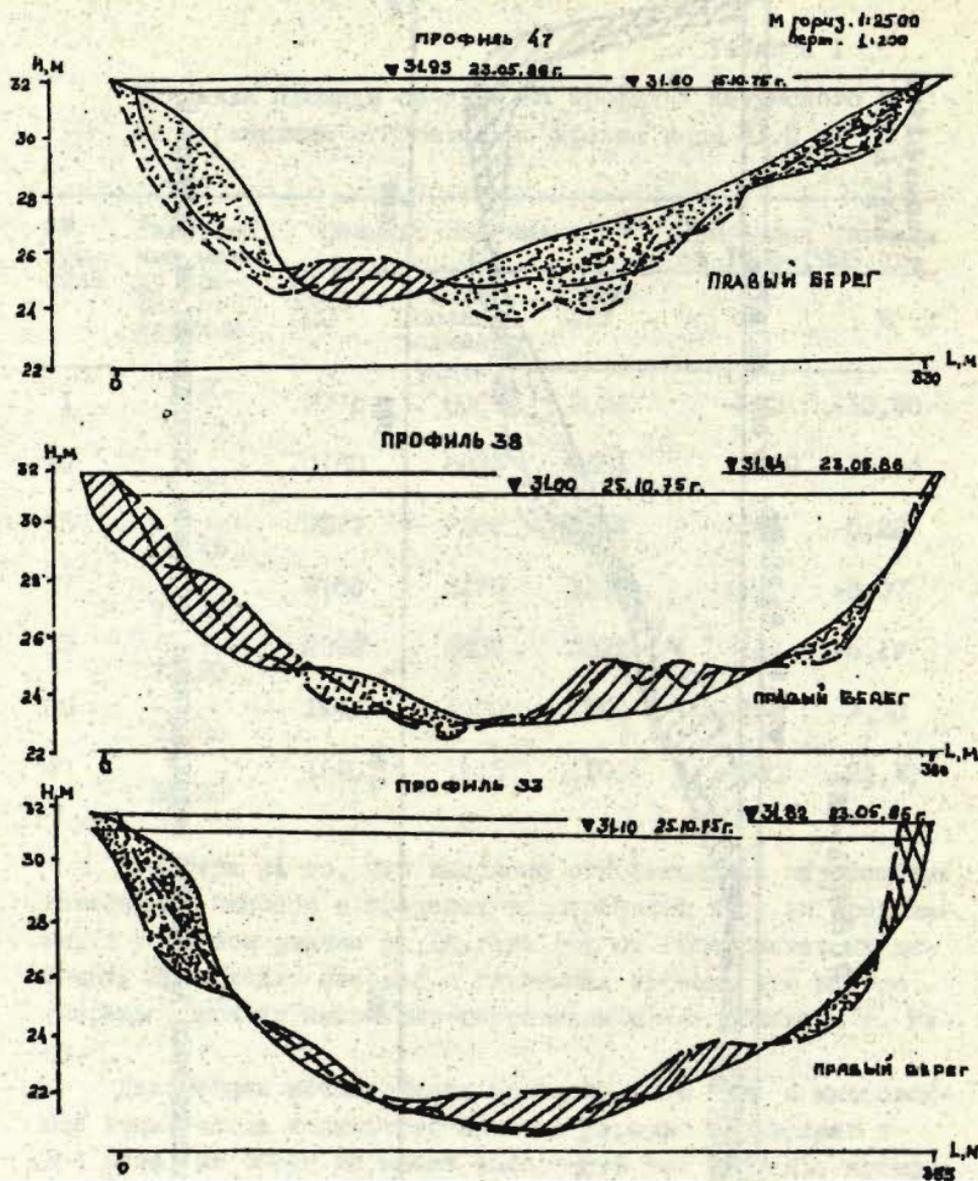


Рис. 5. Эволюция ложа Кегумского водохранилища
промеры — — — 1935г., — — — 1975г.,
— 1986г., ▨ - эрозия, ▨ - аккумуляция

участке можем считать конец 30-х годов. За первые 15 лет было выбрано 506 тыс.м³ грунта в среднем 34 тыс.м³/год, то есть река приносила почти 15 раз больше наносов, чем выбиралось. Однако за последующие 18 лет (1957-1975 гг.) устьевой участок потерял 24,06 млн.м³ или в среднем 1,34 млн.м³ в год, почти два раза больше годового прихода наносов. Начиная с 1983 года снижено количество выбираемого материала, если прежде максимальные значения в отдельные годы достигали более 2 млн.м³, то теперь это число колеблется около 100 тыс.м³. За период времени 1937-1985 гг. намного увеличена глубина на устьевом участке и составляет от 9 до 15 метров, что, кроме создания дефицита наносов, меняет гидрологический режим в целом (табл. 2). Установлено, что в глубоководную устьевую часть реки проникает морская вода и меняет не только химический состав воды, но и ее обмен (сток).

Таблица 2
Изменения отрицательных явлений (по Ленмор-
нии, 1986)

Период наблю- дений года	Прирост емкости 10 ³ м ³	Объем земле- черпания 10 ³ м ³	Объем де- фицита 10 ³ м ³
1921-1957	6654	8301	+ 1647
1958-1975	4350	24063	+ 19713
1975-1986	1211	6791	+ 21711

Количественный расчет стока взвешенных частиц нарушает климатические условия территории. К таким условиям относятся температура, количество осадков и ледовый режим. Понижение температуры влияет на взвешивание и расстояние перемещения, как считает А.С.Судольский (1976) взвешивание уменьшается на 25-35 %, а путь перемещения увеличи-

вается на 35-45%. Принятые нами утверждения о распределении наносов пространственно, т.е. их перемещение и аккумуляция в водохранилищах основывается на анализе более чем шестидесятилетних стационарных наблюдений на постах Латвийского республиканского управления по Гидрометеорологии и контролю природной среды. Анализ материалов долголетних наблюдений за расходом наносов на водохранилищах Даугавского каскада позволяет утверждать, что осадконакопление сравнительно невысокое, и составляет 0,2-0,5 % в год от общего объема водохранилища.

Обобщая все изложенное, мы считаем, что перемещение наносов по реке и водохранилищам носит локально-транзитный характер. Количество наносов, перемещенное с какого-либо участка, заменяется таким же количеством от соседних участков, и эта взаимозаменяемость рождает те или иные формы рельефа ложа.

Не менее активно и сложно развивается процесс формирования берегов. Изучая стадийность развития берегов новых водохранилищ мы придерживаемся методики разработанной Н.В.Широковым (1974) и выделяем три этапа (стадии) их развития. Продолжительность стадии становления во многом зависит от взаимодействия совокупности всех берег формирующих факторов и явлений. На водохранилищах изучаемого региона продолжительность стадии становления, как и последующих за ней: стабилизации и полной зрелости во многом зависит от режима работы ГЭС. Резкие суточные сработки уровня на 1-2 метра нарушают процесс образования прибрежного динамического профиля равновесия, что является главной причиной колебания продолжительности стадии от 8 до 12 лет. Стадия становления берегов характерна значительной интенсивностью абразии и объемом обрушенного материала, формированием прибрежной зоны. Нередким явлением второй половины стадии абразионно-сползневые процессы. Интенсификация процесса происходит за счет нарушения корнезащитных зон и дестабилизации склона, то есть путем абразии.

Если абразионно-оползневый процесс развивается сначала медленно, то плывунно-оползневый, имеющий локальный характер распространения (0,3 км), весьма быстротечен (2-3 года) и закончивается, превращаясь в абразионно-осыпной тип берега. Разнообразие проявления признаков формирования берегов их интенсивности главные отличительные особенности стадии становления (Пробокс, 1982).

Стабилизация, как последующая стадия эволюции, на Даугавских водохранилищах составляет 35-40 лет. В этом периоде заканчивается активный период формирования берегов и прибрежной зоны. На значительных участках берега выработывается профиль динамического равновесия, многие участки, особенно моренных суглинков и супесей, создают защитные полосы покрытые крупнофракционным материалом. Происходит выпрямление береговой линии. В настоящее время из трех рассмотренных водохранилищ Кегумское и Плявиньское в своем развитии достигли стадии стабилизации. Кегумское водохранилище близко к завершению стадии, о чем свидетельствуют результаты картирования берегов в 1986 г. Кроме рассмотренных типов берегов, подчиняющихся общим закономерностям, на водохранилищах встречаются участки, на которых выделить этапы их развития практически невозможно. Протяженность таких берегов на 1986 г. составляет примерно 42 км от общей (293 км) длины берегов или 14,3%. Преимущественно это берега, склоны которых, сложены коренными породами (доломиты и др.), переработка таких берегов происходит крайне медленно 0,15-0,20 метров в год. Существующие значительные глубины (до 10 и более метров в прибрежной зоне является существенным препятствием выработки защитной отмели или полосы. Необходимо отметить, что после реконструкции Кегумской ГЭС (увеличено количество турбин, наблюдается развитие абразии пологих береговых склонов. Новый режим работы ГЭС повысил амплитуду колебаний уровня воды сработкой и при воздействии волн на берег происходит разрушение отложений насыщенных водой водохранилища.

Кроме того, нарушается режим грунтовых вод, скорость понижения дисперсионной кривой отстает от скорости понижения уровня воды в водохранилище во время работы ГЭС.

Последняя стадия - полной зрелости, или эзеровидная, заканчивается заполнением водохранилища наносами и заиливанием. Нашими исследованиями и расчетами установлено, о чем говорилось в начале статьи, что водохранилища Лесной зоны Северо-Запада Европейской части СССР заполняются медленно и на примере Даугавских водохранилищ может продолжаться более 400 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон С., Пасторс А. и др. Оценка влияния водохозяйственной деятельности на изменение гидрологических условий в устьевой области реки Даугава.-Рига: УТМиОС, 1986.- 210 с.
2. Виноградова Н.Н. Особенности формирования и накопления взвешенного вещества в малых водохранилищах Москворецкой системы.- Новосибирск: Наука, 1975.- С. 135.
3. Григорьева С.Г., Кондратьев Н.Е. Исследования по деформациям берегов водохранилищ.- Обинск.- 1972.- 96 с.
4. Григорьева С.Г. Проверка оправдываемости метода расчета переформирования берегов водохранилищ, разработанного в ГТУ, по материалам натуральных наблюдений // Труды ГТИ, 1969.- Вып. 169.- С. 101-122.
5. Кондратьев Н.Е. Расчеты береговых переформирований на водохранилищах.- Л.: Гидрометеиздат, 1960.- 63 с.
6. Матарзин Д.М. Специфика водохранилищ и их морфометрия.- Пермь, 1977.- 131 с.
7. Матарзин Д.М. Гидрологические процессы в водохранилищах.- Пермь, 1977.- С. 139.
8. Приткова М.Я. Географические закономерности осадконакопления в малых водохранилищах: Автореф. дис. ... доктора геогр. наук. - Л., 1982.- С. 52.

9. Притковска М.Я., Юдин Е.А. Количественный учет и режим взвесей // Стказинское водохранилище.- Л., 1973. - С. 85-103.
10. Пробокс Я.С. Колебания уровня воды Рижского водохранилища как фактор, определяющий скорость переформирования берегов.- Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1982. - 25 с.
11. Пробокс Я.С. Геоморфологические особенности формирования берегов водохранилищ Даугавского каскада : Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - Минск, 1984. - С. 31.
12. Рогов М.М., Ромашин В.В., Штейнбах Б.В. Гидрология устьевой области западной Двины.- Л.: Гидрометеоиздат, 1964. - 350 с.
13. Сегаль Г.Я., Аносова Л.С., Гроссгалис А.Я. Изучение ряда вопросов, связанных с режимом твердого стока на устьевом участке реки Даугава.- Елгава: Воесоюзный НИИ Союзводполимеры, 1976. - 50 с.
14. Финазев Д.П. Проблемы динамической геоморфологии берегов и котловин водохранилищ СССР: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Л., 1976. - С. 53.
15. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов.- М.: Изд-во МГУ, 1979.
16. Широков В.М., Лепук П.С. Малые водохранилища электростанций.- М.: Атомэнергоиздат, 1986.- С. 201.
17. Широков В.М. Особенности формирования леща водохранилищ Волжского гидротехнического каскада.- Тр.ЭРНИГМИ. М.: Гидрометиздат, 1976. Вып. 22. С. 193.
18. Широков В.М. Формирование берегов и ложа крупных водохранилищ Сибири.- Новосибирск: Наука, 1974.- 196 с.
19. Эберхардс Г.Я. Строение и развитие долины бассейна реки Даугавы.- Рига: Зинатне, 1972.- 127 с.
20. Эдельштейн К.К. Морфология, водный режим и гидрологическая структура долинных водохранилищ: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. - М., 1983.- С. 83.

21. Ярославцев Н.А., Судольский А.С. Основные черты и особенности вдольбереговых течений и перемещений наносов на отмелях водохранилищ //Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда.- Л., 1976.- С. 301-314.

Пробокс Я.С., Циематниекс Э.К.

Латвийский университет

ПРОЦЕССЫ ПЕРЕРАБОТКИ БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ ДАУГАВСКОГО КАСКАДА И ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Физико-географические особенности территории Латвии, дифференциация антропогенного покрова и ледниковых формаций коренных пород, почвогрунтов, слагающих берега водохранилищ и их водосборы, определяют особенности водохранилищ Даугавского каскада (табл. I).

Направленность современных геоморфологических процессов на берегах водохранилищ определяется группой пассивных явлений и активных факторов. Особенность геологического строения склонов долины реки и физико-механические свойства четвертичных отложений и коренных пород является основным критерием морфологического развития долины при воздействии эндо- и экзогенных факторов за период формирования современной гидрографической сети бассейна р. Даугава.

По геологическому строению склонов долины реки Даугавы, берега водохранилищ разделены на две группы. Первая представлена берегами сложенными четвертичными гляцигенными, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями и голоценовыми аллювиальными песками, вторая - склоны берегов сложены коренными породами верхнего девона (доломиты, доломитовые мергели, глины и др.).

Физико-механические свойства отложений характеризуются однородностью по всем физическим и неоднородностью по механическим свойствам. Это дает возможность провести корреляционный анализ различных отложений. Корреляционные зависимости величин характерных отложений свидетельствуют, что показатели механических свойств от физических выражены слабо.

Под воздействием воды суглинки остаются в твердой

кисности и в условиях натуральной структуры и влажности являются устойчивыми на размывание. Более слабым по отношению к размыву - флювиогляциальные и лимногляциальные отложения, имеющие порой значительный коэффициент фильтрации.

На водохранилищах Даугавского каскада наибольшее распространение имеют низкие берега (до 3 км) - 48 % от общей длины берегов (853 км). Как правило, береговые склоны, сложенные моренными суглинками и коренными породами (доломиты верхнего девона), имеют большую крутизну 60-90° (более 60 % общей длины берегов). Совместно с особенностями расположения водохранилищ и геологическим строением береговых склонов, морфологические и морфометрические характеристики создают группу пассивных явлений, во многом определяющую направленность и продолжительность процесса формирования берегов. Климатические и гидродинамические показатели водохранилищ составляют группу активных факторов, принимающую непосредственное участие в процессе формирования берегов и определяющую интенсивность их проявления.

Результирующей величиной группы активных факторов является энергия волнения, которая на примере Рижского водохранилища составляет от 6000 тм в год в средней части до 8000 тм в нижней, что рассчитана с многолетним обеспечением. Значительная навигационная и суточная сработка уровня (5 м на Плявиньском, 2,3 м на Рижском водохранилищах) главное условие разрушения подводной отмели и основания склона берега.

Установлено, что за навигационный период в среднем до 131 суток господствуют штормовые ветры (скорость ветра более 8 м/с). Однако благоприятные условия, когда штормовые волны совпадают с высокими уровнями, разрушение левого берега длится 28 суток, а правого - 25, в остальное время около 80 % штормовых суток навигационного периода разрушается подводная отмель, ее материал перемещается вдольбереговыми течениями.

Таблица I

Морфометрические характеристики водохранилищ
Даугавского каскада

№	Наименование характеристики	Единица измерения	Водохранилища		
			Рижское (1976) ^x	Кегумское (1940)	Пля- виньс- кое (1967)
I	2	3	4	5	6
I.	Расстояние от устья реки	км	20	60	107
2.	Проектный уро- вень (НПУ)	м (аб- сол.отм.)	18.0	32.0	72.0
3.	Допустимый максимальный уровень	м	18.8	33.1	73.3
4.	Протяженность по оси	км	35	41	56
5.	Средняя ширина	км	1.2	0.6	0.8
6.	Максимальная ширина	км	4.0	1.4	2.0
7.	Средняя глубина	м	8.0	6.3	14.6
8.	Максимальная глубина	м	18.0	16.5	47.0
9.	Площадь акватории	км ²	42.2	24.9	34.9
10.	Площадь мелководья	км ²	5.9	5.4	6.2
11.	Объем водо- хранилища	млн.м ³	339	157	508.6
12.	Протяженность берегов	км	75	66	132

продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6
13.	Коэффициент извилистости берегов	-	1.3	1.3	1.3
14.	Площадь водосбора до створа гидроузла	млн. м ²	84750	82400	81500
15.	Годовой сток, в том числе паводковый	м ³	10900	10500	10400
16.	Максимальная высота волны	м	1.7	1.7	1.7
17.	Максимальный разгон ветра	км	8.0	6.2	9.3
18.	Среднесуточная амплитуда колебания уровня воды	м	1.74	1.6	1.5

x Примечание: Дан год заполнения.
н.с.—нет сведений.

Низкие температуры, слабая испаряемость, обилие атмосферных осадков, позднее установление ледового покрова (декабрь, январь), характерные для территории СЗ СССР, являются причиной увеличения активности процесса формирования берегов в осенний период.

Для изучения возможностей перемещения материала постоянными течениями, проводились измерения скорости течения воды и ее направления в водохранилищах различными методами. Измерения проводились поплавковым методом и при помощи вертушек (ВВМ и ГР-2ИМ). Установлено, что постоянное течение на водохранилищах Даугавского каскада отсутствует. Существующий циркуляционный обмен воды в зоне температурного скачка и антициклоническая циркуляция при резком уменьшении расхода воды через гидроузел незначительны и на перемещение берегового материала влияния не имеет. Проведенные исследования позволяют утверждать, что основным фактором перемещения материала вдоль берега и за пределы прибрежной отмели являются течения, вызванные ветровым волнением.

Среди выделенных современных геоморфологических процессов (табл. 2) практическое значение имеет абразионный. Из общей протяженности абразионных берегов (166 км) к абразионно-обвальным отнесены берега длиной 90 км, абразионно-осыпные занимают 71 км и абразионно-оползневые - 5,5 км. Аккумулятивные и биогенные типы берегов в основном сформированы на Кегумском и Плявиньском водохранилищах (16 км). Впервые на водохранилищах рассматриваемого региона выделен пльвунно-оползневый тип берега, имеющий локальное распространение на Рижском водохранилище (0,5 км).

Исследования формирования берегов водохранилищ нашли отражение в научных направлениях определенных школ и работах отдельных ученых (Э.Р.Саваренский, М.В.Вольф, С.Г. Григорьева, А.А.Гарункштис, Г.С.Золотарев, Е.Г.Качугин, В.С.Клупту, Н.Е.Кондратьев, В.М.Ладилсова, П.С.Полук,

Ф.А.Норкус, Ю.М.Матарзин, И.А.Печеркин, Б.В.Поляков, А.В.Пинегин, Д.Г.Финаров, В.М.Широков и др.). Однако данных исследований и обобщений материалов по малым и средним водохранилищам Северо-Запада СССР недостаточно. Выявленные отличительные особенности развития процесса формирования позволили разделить берега на абразионные (обвальные, осыпные, оползневые), условно стабильные (без особых признаков активизации процесса формирования), аккумулятивные и биогенные (с признаками развития заболачивания верхних частей заливов и оврагов), плавунно-оползневые (локального распространения) и искусственно укрепленные (дамбы, валунно-бетонные отсыпки, посадки ивняка и др.).

В зависимости от слагающих береговой склон коренных пород и четвертичных отложений, их физико-механических свойств, абразионный процесс имеет различные направления; абразионно-обвальный, осыпной, оползневой.

Абразионно-обвальному процессу подвержены берега сложенные **коренными породами** (доломиты, доломитизированные мергели, глины и др.) и моренными суглинками. Отступление берега преимущественно крутых склонов ($60-80^\circ$), высотой 2-8 м, сложенного моренными суглинками и супесями с линзами песка и гравия, составляет 5-6 м/год; исключение береговые склоны, сложенные однородной основной моренной, скорость отступления таких берегов составляет 1-1,2 м/год. Абразионно-осыпные процессы развиты у берегов сложенных рыхлыми песчаными отложениями. За период 1967-1982 гг. на Плявиньском водохранилище отступление бровки берега достигает более чем 40 м, на Рижском (1975-1982 гг.) - 29 м. Абразионно-осыпные берега обычно средней высоты и высокие (6-15 м). Объем обрушений за период наблюдений в среднем равняется $70-176 \text{ м}^3/\text{км}$. Сложное геологическое строение склонов, имеющих водонепроницаемый слой и разгрузку грунтовых вод на близком от уреза воды уровне, явная предпосылка для развития абразионно-оползневой типа берегов, распространение которого носит локальный характер (общая

протяженность 5,5 км).

Участки береговых склонов, имеющие признаки первоначальной абразии (33 км), на стадии становления водохранилищ, с выработанным профилем динамического равновесия (6 км) и мелководные пологие, затоплены широкие плоские террасы - 38 км объединены в условно стабильную группу берегов (табл. 3). Стабильность таких берегов условна потому, что изменение отдельных факторов (режим работы ГЭС, уровенный режим, климатические условия) может нарушить созданную стабильность.

Аккумулятивный и биогенный тип берегов на водохранилищах Даугавского каскада развит слабо.

Как и предыдущий тип берегов, аккумулятивный в основном характерен для Кегумского водохранилища, достигшего озеровидной стадии развития, частично на отдельных участках Плявиньского водохранилища (конец стадии становления).

Формирование берегов пльвунно-оползневого типа носит скачкообразный характер; оползни вызваны отскоком из берегового склона разжиженного песка: размыв имеет подчиненное значение и на фоне оползневого процесса выглядит незначительно.

Рассмотренные процессы формирования берегов, развитые на водохранилищах Даугавского каскада, определяют основные характеристики их эволюции (стадия развития, отступление бровки берега, ширина подводной отмели). Изучение и анализ хронологических графиков размыва и отступления берега, позволяют утверждать, что наибольшую активность процессы формирования берегов достигают в первые 10 лет (стадия становления). Последующие 15-25 лет относятся к стадии стабилизации берегов, во время которой процесс формирования затухает и водохранилище переходит в озеровидную стадию развития. Особенность формирования берегов на водохранилищах Даугавского каскада, их циклический характер зависит от геологического строения склона, объема обрушенного материала на прибрежной отмели и скорости перемещения вдольбереговыми течениями.

Таблица 3

Распределение различных типов берегов на водохранилищах
Даугавского каскада (протяженность в км на 1963 г.

Водохранилище	Абразионные				Глыбисто-оползневые	Условно стабильные					Аккумулятивные и биогенные	Искусственно укрепленные	Всего
	обвалы	осыпи	оползневые	итого		топосы	выработанный профиль равновесия	слоистые монолитные - ми долами - тами	выработана каменная по- лоса защиты	итого			
Рижское	19,8	25,7	3,5	49,0	0,5	6,0	-	-	-	6,0	1,5	18,0	75,0
Кегумское	15,4	6,1	2,0	23,5	-	12,5	4,0	-	29,0	45,5	10,0	7,0	86,0
Плявиньское	54,8	38,7	-	93,5	-	19,5	2,0	3,0	4,0	28,5	4,5	5,5	132,0
Всего по каскаду	90,0	70,5	5,5	166,0	0,5	38,0	6,0	3,0	33,0	80,0	26,0	30,5	293,0

Отступление бровки берегов на водохранилищах Даугавского каскада в зависимости от их возраста неодинаково: на Кегумском (43 года) более 50 м, Плявиньском (15 лет) - 30-35 м и на Рижском водохранилище (8 лет) - 19-30 м.

Особенности процесса формирования берегов водохранилищ Даугавского каскада и отдельно эксплуатируемого Каунасского водохранилища показывают, что определяющими величинами в этом процессе являются литологические характеристики склона, сила и активность воздействия гидродинамических и климатических факторов. Главной силой перемещения обрушенного материала является вдольбереговые и разрывные течения. Перенос взвешанных частиц во многом зависит от теплового режима водоема. Понижение температуры воды на 7-10°C снижает взвешивание на 25-35 % и увеличивает дальность перемещения на 35-45 %. Анализ механизма процесса формирования берегов Даугавских и Каунасского водохранилищ отличает процесс формирования берегов. Продолжительность процесса у берегов сложенных коренными породами намного больше, а интенсивность меньше.

По характеру и интенсивности показателей процесса формирования берегов и соответственно их защиты в пределах эксплуатируемых водохранилищ Даугавского каскада автор выделяет восемь отдельных районов (рис. 1).

Многими учеными нашей страны разработаны различные по своей методике расчеты краткосрочного прогноза процесса формирования берегов водохранилищ на конечный период (Е.К. Гречищев, О.С. Григорьева, Г.С. Золотарев, Е.Г. Качугин, Н.Е. Кондратьев и др.). Однако до сих пор не была создана методика расчета профиля динамического равновесия для малых и средних водохранилищ, эксплуатируемых в каскадном режиме на равнинных реках Северо-Запада Европейской части СССР.

На водохранилищах Даугавского каскада проведены многочисленные исследования по расчету прогноза процесса формирования берегов (Мос ГИДЕЛ, Озерная станция, ВНИИ вод-

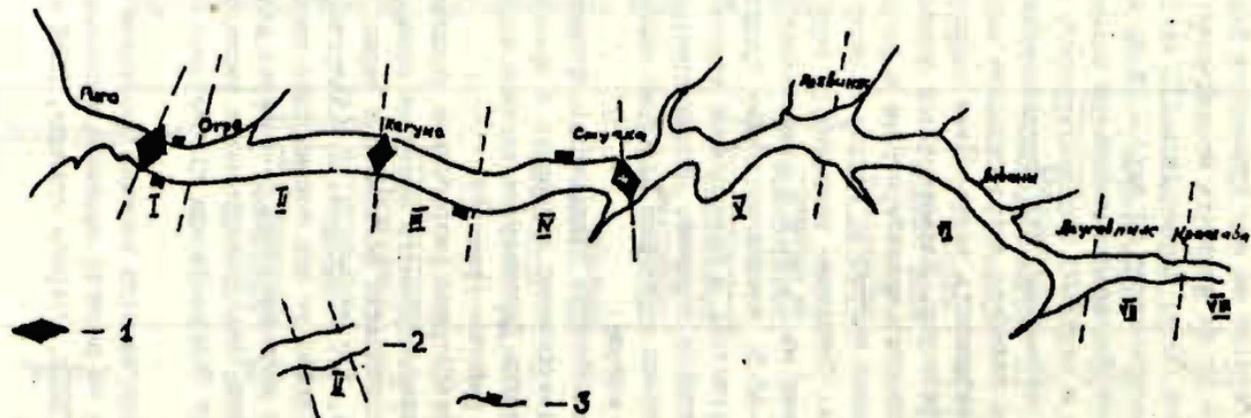
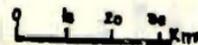


Рис. I. Схема инженерно-геологического районирования водохранилищ Даугавского каскада: I - створы существующих ГЭС; 2 - границы района и его номер; 3 - участок наблюдений за формированием берегов.

полимер. Результаты расчета и фактические натурные наблюдения имеют значительные несоответствия.

Причиной такого несоответствия является: завышенная расчетная скорость ветра (принятая для Европейской части СЗ СССР 30 м/с), недоучет геологического строения склонов (плотных моренных суглинков, доломитов), частые смены берегов различного генезиса, значительного ($> 2,0$ м) суточного колебания уровня воды (сработки). Анализ полевых наблюдений, лабораторных исследований и ранее опубликованных литературных данных позволили автору разработать новый метод для построения профиля динамического равновесия берега для условий длительной эксплуатации водохранилища в каскаде.

При построении теоретического профиля динамического равновесия необходимо учитывать основные гидродинамические факторы (высота волн, глубина на внешнем крае отмели, максимальный уровень сработки) и морфологические параметры — углы наклона отмели, уступа, зоны наката (рис. 2). Учитывая простоту профиля динамического равновесия, автор предлагает производить расчет отступления берега на конечный период по формуле:

$$B_0 = \xi [(H_{cp} \cdot ctg \alpha_2') \pm l], \quad (I)$$

где

- H_{cp} — глубина на внешнем крае подводной отмели при максимальной сработке уровня (МУС), глубина рассчитывается от НПУ;
- α_2' — величина наклона подводной отмели;
- l — разница в горизонтальных проложениях между подножием и верхней бровкой берега первоначального и для конечного профиля;
- ξ — коэффициент уменьшения ширины отмели, зависящий от слагающих береговой склон отложений (коэффициент затухания).

Результаты расчета проверены на Кегумском водохранилище (43 года эксплуатации). Расхождение полученных резуль-

татов расчета и фактических натурных данных у берегов с рыхлыми отложениями не превышает 0-1,5 % (1-2 м), а у берегов, сложенных моренными суглинками и супесями до 9 % (10 м). Профиль динамического равновесия у берегов, сложенных моренными суглинками, остается не выработанным до конца из-за покрытия прибрежных отмелей крупными валунами и галькой, прекращающих деятельность энергии волн. Расчеты прогноза отступления берегов водохранилищ Даугавского каскада на конечный период составляет 50-70 м у сложенных рыхлыми песчаными и 70-110 м сложенных моренными отложениями.

Продолжительность процесса формирования берегов водохранилищ Даугавского каскада была рассчитана по формуле Н.Е.Кондратьева:

$$t = \frac{Q}{\sum EK_p} \quad (2)$$

где

- Q - объем размываемого материала;
 \sum - суммарная энергия волн за навигационный период;
 t - время (в годах);
 K_p - коэффициент размываемости породы.

Применение данной формулы с учетом коэффициента затухания процесса (коэффициент для водохранилищ Даугавского каскада (0,2) дали продолжительность отступления берегов на конечный период 35-55 лет, что подтверждено состоянием берегов Кегумского водохранилища в 1981-1982 гг.

Проведенный анализ построения профиля динамического равновесия и расчета прогноза формирования берегов на конечный период процесса позволяет считать предложенный автором статьи метод более простым и приемлемым для малых и средних водохранилищ каскада равнинных рек Северо-Запада СССР. Результаты исследований могут способствовать разработке мероприятий по защите берегов от разрушения и более эффективного освоения народным хозяйством прибрежных зон водохранилищ. Вопросы мероприятий защиты берегов, как

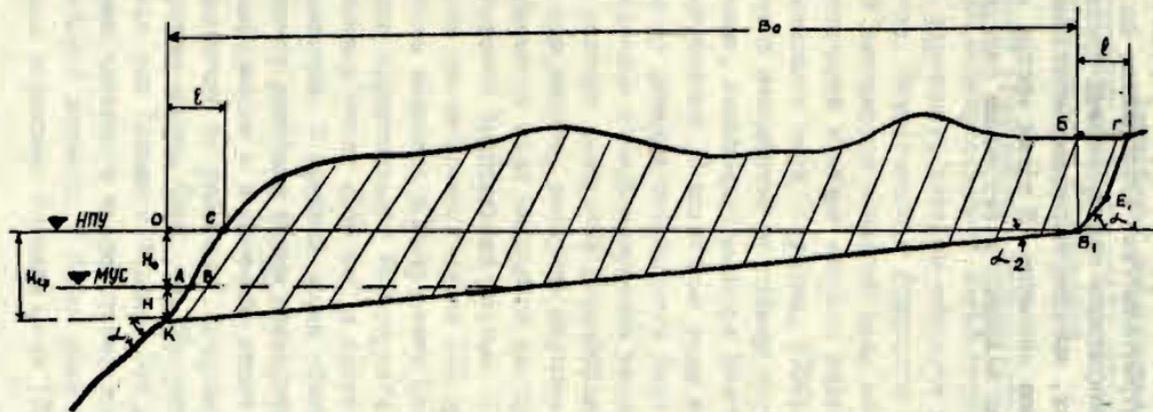


Рис. 2. Графоаналитическая схема расчета формирования профиля абразивного берега на период динамического равновесия.

правило, разрабатываются в процессе проектирования и выполняется в ходе строительства. Мероприятия по защите берегов во время эксплуатации водохранилища проводятся на локальных участках, имеющих народнохозяйственное или историко-архитектурное значение. В таких местах выполняется отсыпка отмели валунами и бетонными блоками или посадки ивы.



УДК 551.332.21-551.4 (474.3)

В.С.Зелча, А.Я.Маркоте, И.А.Страутниекс

Латвийский университет

ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ДРУМЛИНОВ СРЕДНЕЛАТВИЙСКОЙ
ГЛЯЦИОДЕПРЕССИОННОЙ НИЗМЕННОСТИ

Характерной особенностью ледникового рельефа Средне-латвийской гляциодепрессионной низменности является широкое развитие друмлинов, которые образуют здесь три поля: Южно-Курземское, Земгальское и Ицавское (рис. 1, 2). Так как в научной литературе освещены лишь некоторые морфологические особенности и общие вопросы геологического строения Южно-Курземского поля (Страуме, 1968; Гинтерс, 1978), существует много неясностей по поводу внутреннего строения и, тем более, генезиса друмлинов этого крупного района их распространения. В последние годы в связи с изучением ледникового рельефа низменности были получены новые данные, позволяющие конкретизировать территориальное распределение и условия залегания формообразующих пачек друмлинов и, что еще важнее, раскрыть механизм их образования.

Южно-Курземское поле находится западнее, т.е. дистальнее, Линкувской фронтальной морены. Площадь поля более 1790 км². В нем насчитывается свыше 516 друмлиновых гряд. Земгальское поле выделено в результате наших исследований. Оно расположено проксимальнее Линкувского моренного вала. Поле имеет площадь около 2540 км² и здесь размещается не менее 362 друмлинов. В краевой части обеих полей характерные для друмлинов линейные формы претерпевают постепенную плановую трансформацию и в конечном итоге морфологически напоминают известные по работам Г.Лундквиста (Lundquist, 1969, 1981) роген-морены (рис. 1). Ицавское поле занимает междуречье рек Ицава и Мемеле. Оно приурочено к осевой части более активного микропотока, локализовавшегося в Среднелатвийской лопасти. С боков поле друмлинов окружено ребристыми моренами. Площадь поля 128 км². В нем

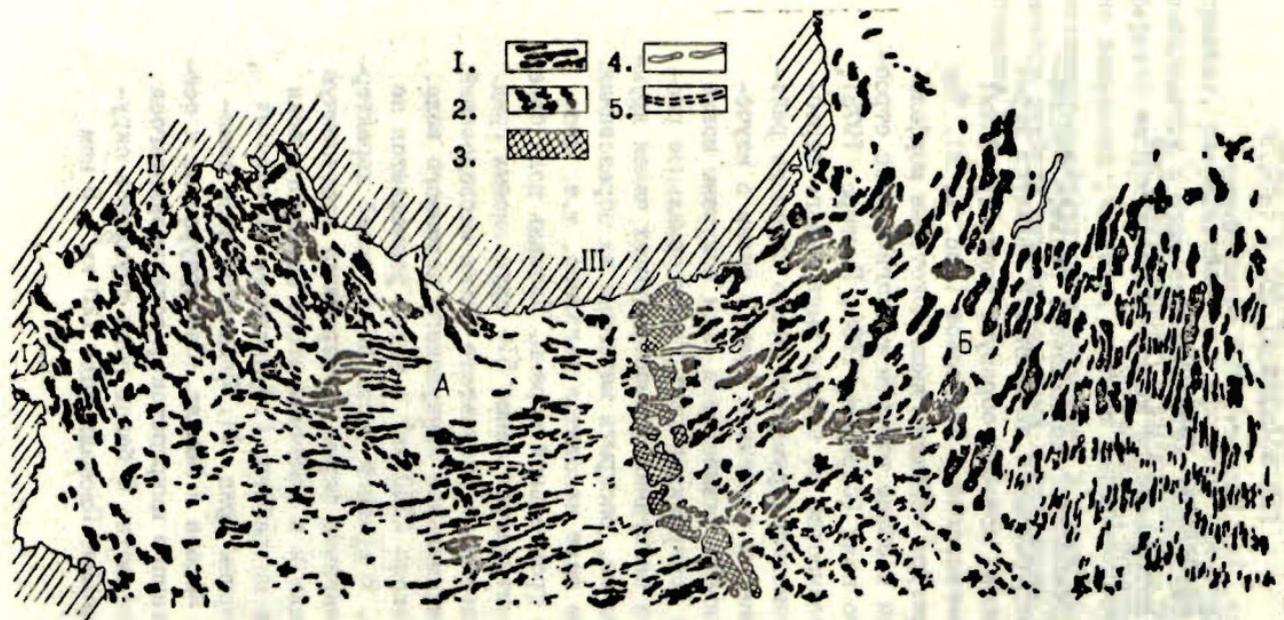


Рис. 1. Картограмма Южно-Курземского (А) и Земгальского (Б) полей друмлинов.

1 - друмлины, 2 - роген-морены, 3 - Линкувская морена, 4 - озы, 5 - долинообразные понижения;
 I - Западно-Курземская возвышенность, II - Пампальская гряда, III - Восточно-Курземская возвышенность



Рис. 2. Иецавское поле друмлинов.

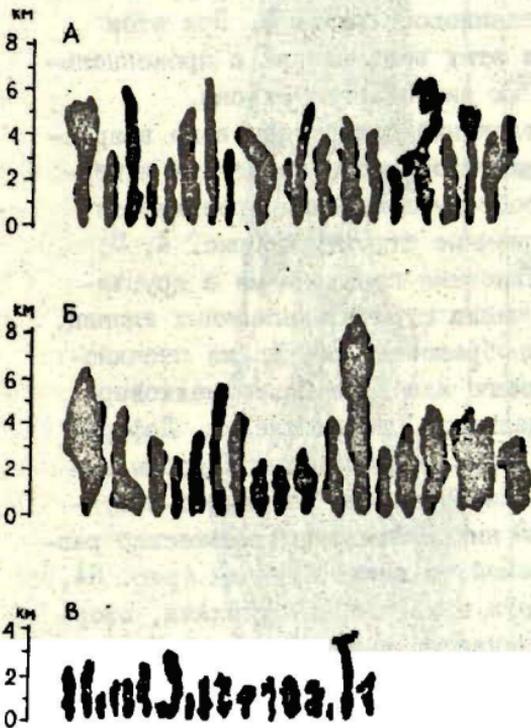


Рис. 3. Морфологические разновидности друмлинов Средней Латвии: А - Земгальского, Б - Джно-Курземского, В - Иецавского полей.

прослеживаются около 130 форм.

Относительная высота друмлинов Средней Латвии обычно не превышает 6-8 м. Их морфологические разновидности приведены на рис. 3. Кроме типичных для друмлинов форм - эллипсоидных, каплевидных, наблюдаются также игловидные и сложные формы. Для последних характерна виргация дистальных концов. Внутри полей друмлины расположены кулисообразно, а в Земгальском поле - кроме того, и волнообразно. Длинные оси друмлинов испытывают дивергенцию и образуют веера дисперсии, раскрывающиеся в дистальном направлении (рис. 1, 2). Простираание длинных осей зависит не только от направления движения ледника, но и от изменений ориентировки неровностей ложа. Внутри полей друмлины размечены неравномерно. Наиболее высокая их концентрация приурочена к локальным возвышениям подледникового рельефа. При этом друмлины как бы утыкаются в этих возвышениях с проксимальной стороны и вырастают из их дистального склона.

Друмлины сложены из отложений плейстоценового возраста. Независимо от различий литологического состава и первичного генезиса, эти формообразующие толщи проявляются морфологически как деформационные структуры (рис. 4, 5, 6). По сравнению с междрумлиновыми понижениями в друмлинах наблюдается увеличение числа стратификационных единиц. Большинство объема структур образовано обычно из песчано-гравийного и гравийно-галечного или даже более мелкозернистого материала акраглияциального происхождения. Деформационные структуры в продольном разрезе форм подобны выделенным Э. Левковым (1980) скибовыми или складчато-чешуйчатыми глиницидислокациями. В них наблюдаются множество разрывных и пластических нарушений, а также будинаж (рис. 5А, 6, 7). Последний можно отнести к категории будинажа, сформированного сжатием перпендикулярно напластованию. Как правило, ориентировка будинажа в ядровой части друмлины совпадает с бороздами и штриховкой скольжения на поверхностях надвигов. Все названные элементы внутреннего строе-

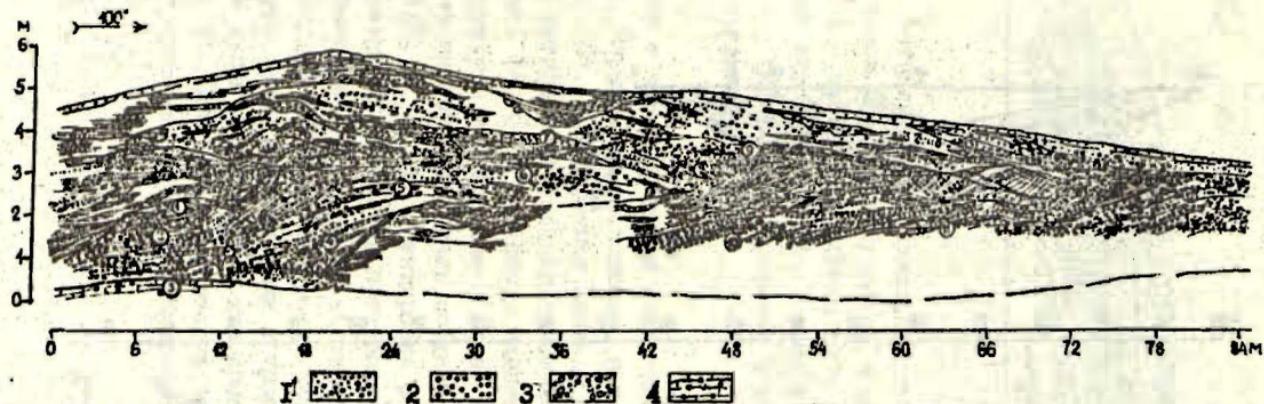


Рис. 4. Гляциоструктура скибового типа в продольном разрезе друмлина, расположенного на правом берегу р. Вадаксте напротив пос. Лайжува: 1 - песок крупнозернистый и гравелистый, 2 - гравий, 3 - галька с гравийным заполнителем, местами раздробленная и сцементированная карбонатами, 4 - красноватый, плитчатый моренный суглинок.

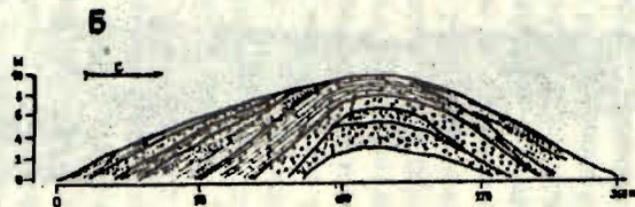
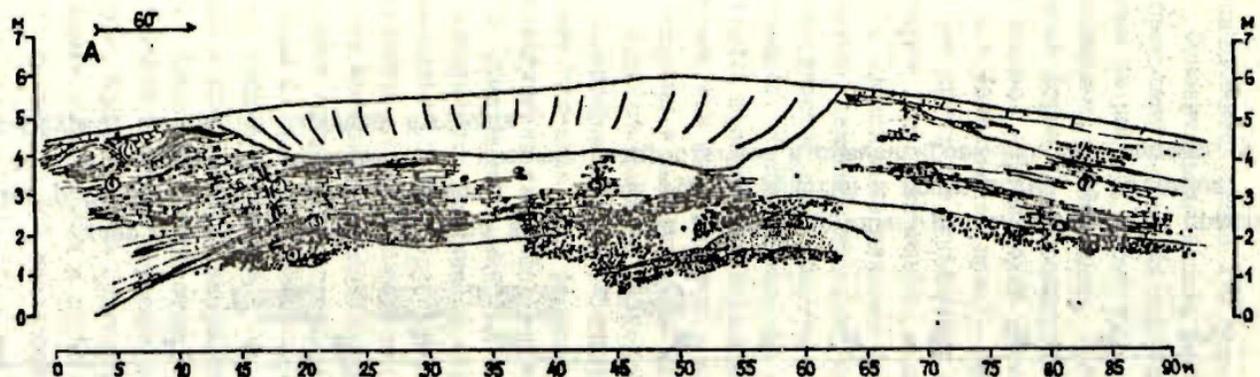


Рис. 5. Чешуйчато-складчатое строение друмлинов в поперечном разрезе: А - в карьере, расположенном на правом берегу р. Вадаксте напротив пос. Лайжува, Б - принципиальная схема. Обозначение см. к рис. 4. В ядре друмлинов песчано-гравийный материал сцементирован линзами карбонатов.

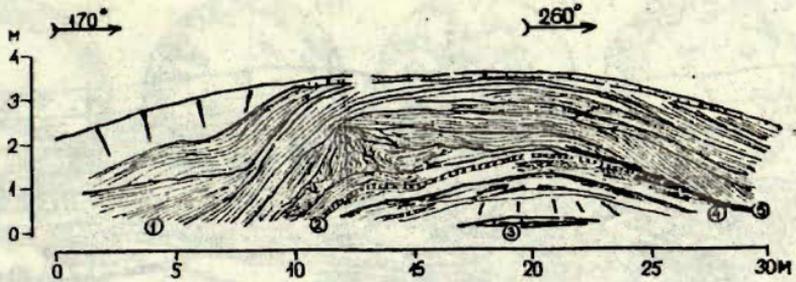


Рис. 6. Антиклинальная складка с зоной сжатия в ядре в поперечном разрезе небольшого друмлина южнее пос. Иецава: 1 – песок мелкозернистый и тонкозернистый, 2 – песок крупнозернистый, 3 – коричневатая моренная глина, 4 – песок мелкозернистый с линзовидной текстурой, 5 – глина.

ния ассоциируют с асимметричными складками изг ба и течения выдавливанием. Шарниры их расположены поперек длинной оси друмлина (рис. 8В). В поперечном сечении пакеты скиб изгибаются в виде антиформной складки с чешуйчатыми надвигами на крыльях (рис. 5А, Б, 6). Шарниры главной формообразующей складчатой структуры и сопряженных с ней дополнительных складок сплюсывания ориентированы соответственно простиранию друмлина (8А, Б, В), а ориентировка ранее отмеченной генерации структурных элементов претерпевают некоторые пространственные изменения. На сложный наложенный характер деформации указывает дисперсия ориентировки длинных осей галек, которая образует пояса концентрации с траекториями, располагающимися по дугам малого круга или кривым более сложной формы (рис. 8, 9). При этом в некоторых прослоях гравийно-галечного материала максимумы линейности близки к простиранию друмлина.

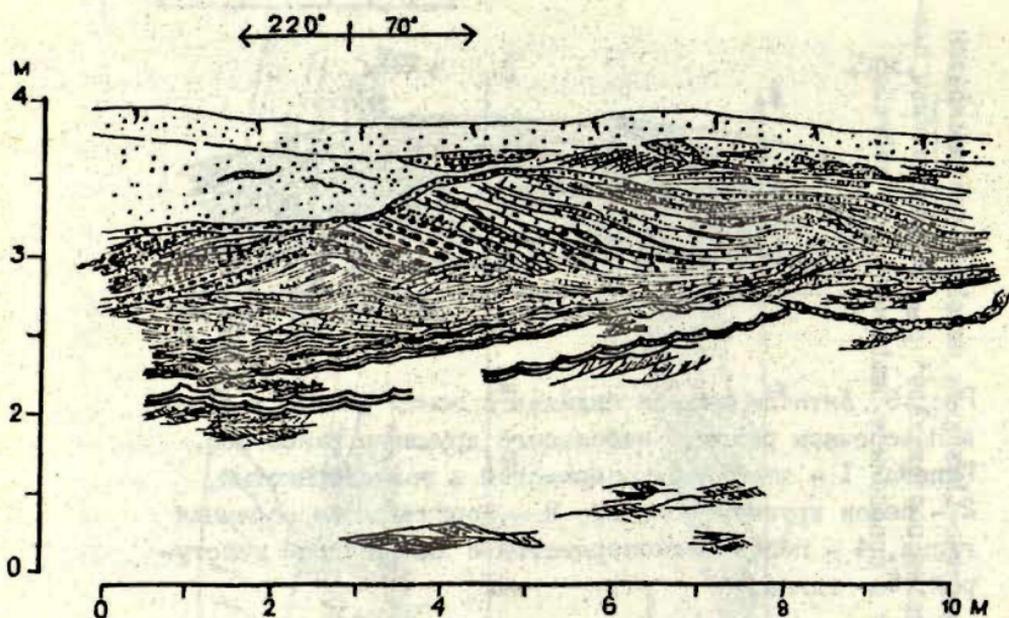


Рис. 7. Будинаж моренного материала в склоновой части друмлины, расположенного юго-западнее нас.п. Аугсткалне. Обозначение см. к рис. 4, 6.

Обобщая приведенные результаты морфологического изучения ледникового рельефа и особенности структурного парагенезиса, образование друмлинов Средней Латвии следует рассматривать как многоэтапный процесс. Радиальное веерообразное расхождение длинных осей друмлинов в дистальном направлении свидетельствует о дивергентном характере главных токовых линий и проявлении избыточных усилий бокового растяжения в придонных слоях льда в ходе формирования чешуйчато-складчатых гляциоструктур. Современные исследования закономерностей ламинарного (сдвигового) течения горных пород и жидкостей (Паталаха, 1970 а,б, 1978; Patalacha, 1982; Гудин, Кононов, 1986 и др.) показывают, что ламинарное течение ледника происходит неравномерно и распадается на струи, микропотоки

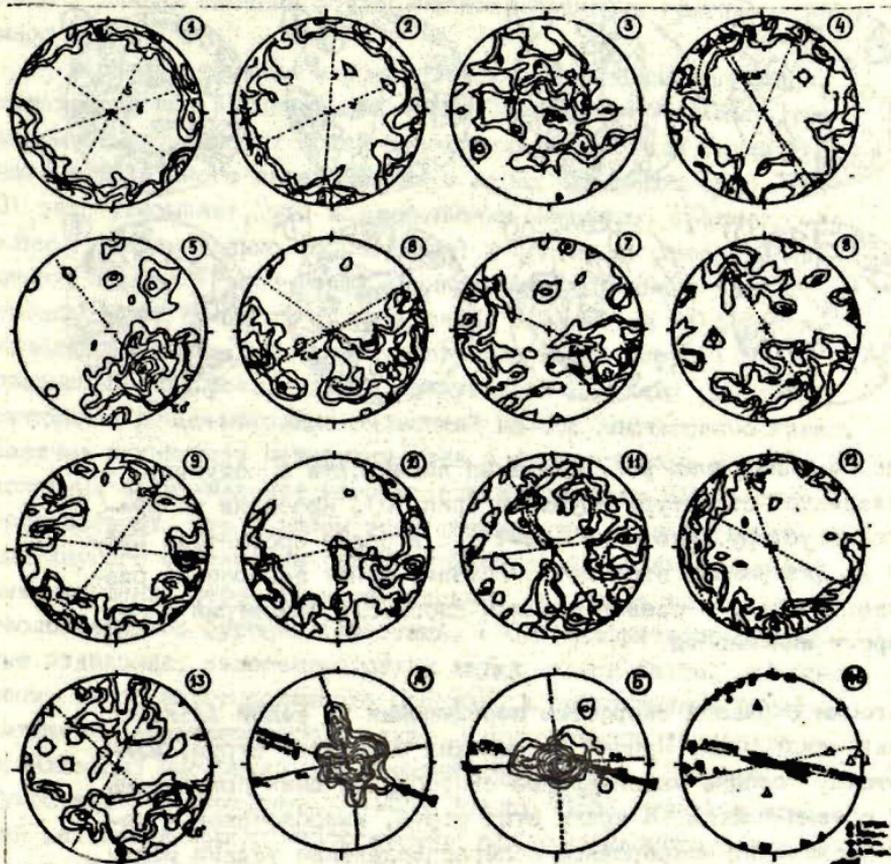


Рис. 8. Диаграммы распределения структурных элементов в скибовой гляциоструктуре (рис. 4). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии I-2-4 ... 8-12 и более процентов I-12 – ориентировка длинных осей галек. Пунктир – осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе.

A, B – диаграммы полюсов слоистости в продольном (A) и поперечном (B) разрезах.

A+B – сводная диаграмма трещиноватости и шарниров: 1 – линии падения трещиноватости; шарниры: 2 – дополнительных складок, 3 – главных складок; 4 – направление надвига. О.П. – Осевая плоскость, ш – шарнир складки.

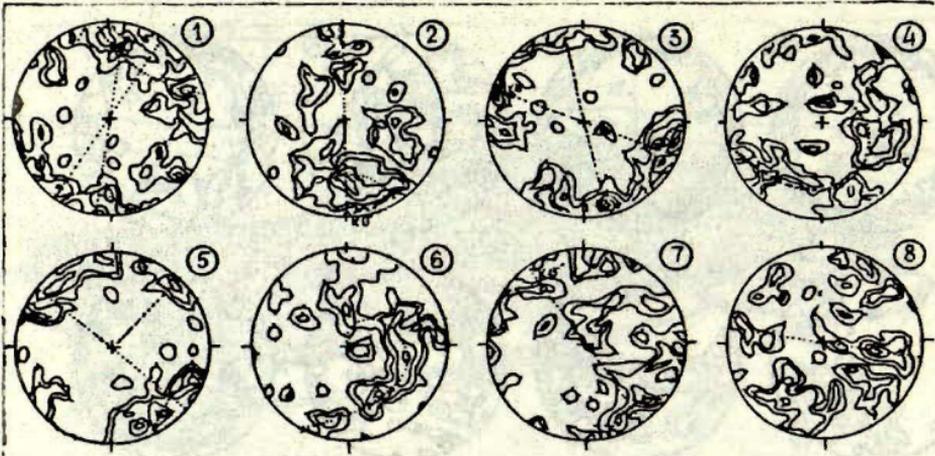


Рис. 9. Диаграммы распределения линейности в чешуйчато - складчатой структуре друмлина (рис. 5). Проекция на нижнюю полусферу. Изолинии 1-2-4 ... и более процентов. Цифры на диаграммах отражают положение точек замеров на разрезе. Пунктир - осевая линия и плоскость симметрии дисперсии линейности.

и колонны с разной скоростью перемещения и зоной вязкого трения между ними. Причем в пределах отдельной струи, микропотока, колонны максимальные скорости течения приурочены к их осевым частям. К краям этих струй, микропотоков и колонн происходит непрерывное перераспределение усилий между продольными и поперечными составляющими движения в пользу последних, что в конечном итоге приводит к боковому отклонению результирующего направления течения и тензора суммарной деформации льда от осевой линии в разные стороны. Нетрудно представить, что изменение величин скорости течения льда и суммарной деформации будет иметь синусоидальное распределение. Таким образом, внутри струй и потоков также проявятся условия неравномерного всестороннего растяжения ('раздвига'), а на участках между ними в зоне вязкого трения в результате противонаправленности соседних линий тока воз-

никнут условия сжатия или максимального сжатия (Зелчс, 1988). Данная система поддерживается активным притоком масс льда.

Последовательная морфологическая трансформация ледникового рельефа в дистальной части Земгальского и Южно-Иурземского друмлиновых полей и сохранившиеся следы более древнего структурного парагенезиса в ядрах друмлинов (рис. 1, 3) явно указывают, что возникновение мезоформ, ориентированных гангенциально (фронтально) к общему направлению движения ледника (роген-морен, Линкувского моренного вала), предшествует процессу друмлинизации и является в принципе начальным этапом друмлинообразования. И. Вейнбергс (1972) рассматривает происхождение Линкувского вала как результат выжимания донно-моренных отложений из-под ледникового края. Наличие глинистого материала ложа в строении вала и расположенных проксимальнее него участков (Аболтынь, 1963) свидетельствует, что в целом этот механизм не отличается от выдвинутого Э. Левковым (1930) принципа образования скибовых нарушений перед фронтом ледника. Как показывают данные геологического бурения (Аболтынь, 1963), алевроитисто-глинистые отложения, залегающие между двумя лоями балтийской морены, не образуют сплошного прослоя, а представляют линзовидные и пластинообразные тела. Ввиду сложного характера мобилизации материала при друмлинообразовании (Лукашов, Рукосуев, 1982; Boulton, 1985; Зелчс, 1988), таких условий залегания пород недостаточно для однозначного заключения об их нахождении *in situ* и отнесении к определенному стратиграфическому интервалу, т.е. в конкретном случае — к раунисскому интерстадиалу. Кроме того, морены обоих слоев не имеют заметных изменений вещественного состава и отличия между ними нередко носят лишь визуальный характер (Мейронс, Страуме, 1979; Мейронс, Юшкевичс, 1984). Выделение раунисских слоев и, как это полагают Э. Мейронс, Я. Страуме, В. Юшкевичс, одноозрастных с ними межморенных отложений Средней и Северной Латвии, обнаруженных в разрезах Элея, Видрихи, Мазсалаца, Лидумниекс (Палсмани), базируется, по су-

ществу, только на результатах датировок абсолютного возраста по ^{14}C залегающих здесь растительных остатков. Спорово-пыльцевые спектры названных разрезов различны, и среди них наблюдаются экологически несовместимые термофильные виды древесных пород и типичные представители перигляциальных флор, что, по мнению З.Мейрона и Я.Страуме (1979), указывает, с одной стороны, на не вполне синхронное накопление межморенных отложений, с другой стороны — на присутствие переотложенных компонентов и, следовательно, известное искажение спектров. Не отрицая принципиальную возможность таких явлений, следует обратить внимание на ряд важных обстоятельств, которые до сих пор часто упускаются при палеогеографической реконструкции условий дегляциации внутренней зоны древнеледниковой области и территории Латвии включительно. В первую очередь это касается особенностей залегания органического материала и достоверности радиоуглеродного датирования из-за загрязнения образца привнесенным более молодым углеродом.

Различные аспекты загрязнения образцов в последние годы обсуждались неоднократно в работах многих авторов (Боуэн, 1981; Арсланов, 1987; и др.). Однако по-прежнему при использовании радиоуглеродного метода не учитывается влияние отмеченного исследователями (Лаврушин, Гептнер, Голубев, 1986 и др.) подледно-диагенетического карбонатного новообразования в различных фациях плейстоценовых морен и отторженном материале ложа на определении возраста образца. Надо полагать, что изменение первоначальной концентрации ^{14}C в органическом материале может быть связано также с различными физико-химическими процессами в теле ледника, приводящими к существенному обогащению глубинных слоев льда углекислым газом (Лориус, Релпо, 1987).

Анализ расположения вышеуказанных разрезов, а также линз органического материала с дриасовой флорой в разрезах Капини и Бурзава (возраст по ^{14}C охватывает интервал

7495-12970 лет) на Латгальской возвышенности показывает, что все они приурочены к различным мезоформам гляциоструктурного рельефа. Таким образом, межморенные отложения вместе с охватывающими их слоями морены представляют мезорельефообразующую толщу, и гляциотектоническое воздействие ледника на них не вызывает сомнений. В этих условиях интерпретировать полученные данные измерений по ^{14}C как возрастные невозможно без проведения дополнительных исследований. Такого рода заключение согласуется с уже ранее изложенными выводами Ю. Лаврушина, А. Гептнера и Б. Голубева (1986) по проблеме радиоуглеродного датирования неорганических карбонатов подледно-диагенетического происхождения. В силу существующих различий спорово-пыльцевых спектров (Мейронс, Страуме, 1979) рассматриваемые межморенные отложения представляют, скорее всего, фрагменты подвергнутого процессу ледникового растаскивания более древнего (не исключено - леясциемского в интерпретации И. Даниланса, 1973), возраста материала ложа.

Повторному надвиганию края ледника Линкувской стадии (в послераунисское время, по И. Данилансу, 1973) на свободную от льда территорию также противопоставляет, с одной стороны, эвентуальная мощность активного ледника и последствия процесса его таяния при сокращении, а с другой - хорошая сохранность несколько более древнего рельефа друмлинов Южно-Курземского поля и отсутствие погребенных горизонтов почв и органики раунисского возраста вдоль границы так называемых линкувских маргинальных образований. Это явно свидетельствует в пользу предположения о наличии и исключительной консервирующей роли пассивного или, по крайней мере, мертвого льда на данной территории во время формирования Линкувского моренного вала и расположенных проксимальнее него форм. В свою очередь, трансгрессивное залегание Линкувского вала на проксимальной части Южно-Курземского поля указывает, что во внутренней зоне древнеледниковой области выделились фазы активизации деградировавшего ледни-

ка, во время которых в зоне стыка активного и пассивного льда, т.е. льда с различными вязко-пластическими свойствами, происходило непрерывное торможение его масс, что привело к возникновению поля напряжений и образованию соответствующих ему гляциоструктурных тел из пластично-мерзлых пород ложа и основной морены с шарнирами, ориентированными перпендикулярно (тангенциально) по отношению к направлению активизации ледника. Морфологически такие гляциоструктуры выражены в виде сегментарных слегка изогнутых валов и дуг. С этих позиций система дислокации в отложениях вала, осложняющего Линкувскую морену (Бейнберге, 1972), скорее всего, отражает процесс продольного сплющивания алевритистого и глинистого с валунами материала в области нагнетания. В изложенном же контексте необходимо подчеркнуть, что активизация процессов ледниковой тектоники в фронте взаимодействия активного и пассивного льда во время фаз активизации отскачутся и на территориях современного оледенения (Kruiger, 1985; Sharp, Anderson, 1985).

Второй этап, или, собственно, этап друмлинизации включает, во-первых, плановую деформацию ранее созданных валобразных гляциоморфоструктур, растаскивание и захват льдом слагающих их отложений в зонах неравномерного всестороннего растяжения, и, во-вторых, образования складок типа продольного изгиба из отторженного и местного материала (в том числе и более древней основной морены) в зонах бокового сжатия. Так как более детально эти вопросы уже рассмотрены (Белчс, 1988), здесь остановимся только на самых важных их особенностях.

Условия проявления процесса растаскивания в разных частях зоны всестороннего растяжения были неодинаковыми. Вблизи осевой линии микропотоков и струй льда, где направление и скорость результирующего течения лишь незначительно отклоняется от продольной составляющей движения, до некоторого времени может происходить относительно равномерное продольное перемещение материала в виде отторженца по

объемлющей или близкой к ней поверхности скольжения. Обычно, ввиду возрастающего влияния наклонов ложа, обращенных к движению ледника, увеличения трения в местах контакта с подстилающими породами и других факторов, процесс продольного растаскивания (отщепление и растягивание блоков и пластин, отжимание материала и экзарация) был сравнительно непродолжительным и играл второстепенную роль, о чем, в частности, свидетельствуют гляциоструктуры скибовой разновидности (рис. 4, 7). Скорее всего, на заключительной стадии рассматриваемого процесса образовались вторичные поверхности смещения, отображающие последовательность выпадения из движения отдельных чешуйчатых пластин пород, а также некоторое проявление кратковременной пластичности материала. Такая структурная перестройка и, видимо, вытеснение подвижной фазы (воды) из контактов скольжения привели к повторной консолидации материала, за счет которой возрастала жесткость пород, и они на последующее воздействие масс льда реагировали как относительно единое тело, в виде выступа создавая препятствие его течению. Как известно, обтекание льдом препятствий ложа происходит за счет увеличения продольного напряжения, которое на направленных вверх по течению склонах выступов является отрицательным (сжимающее напряжение) и предопределяет рост боковых растягивающих усилий (Патерсон, 1984). Можно заключить, что при дивергентном характере течения это вызывает усиленное оттекание масс льда по обе стороны от осевой линии выступа пород и формирование новых продольных зон неравномерного всестороннего растяжения и зоны сжатия между ними, в которой может возникнуть складчатое изгибание чешуйчато-надвиговой структуры скибы.

В боковых частях зоны всестороннего растяжения вследствие продолжающегося движения льда происходила непрерывная виргация траекторий результирующего направления и нормальных растягивающих усилий. Это, несомненно, способствовало раздвиганию отторженных пород, дальнейшей их дезинтеграции

способами отщепления и растягивания блоков и пластинообразных пакетов, отжимания и экзарации материала. В целом процесс бокового растаскивания характеризовался неравномерным перемещением материала и завершился его отложением на крыльях складок, растущих в зонах нагнетания. В конце этапа друмлинизации друмлины, расположенные проксимальнее Линкувской морены, образовали единое крупное пра - Земгальское поле, которое простиралось от восточного склона Восточно-Курземской возвышенности до междуречья рек Даугавы и Гауи.

В течение третьего этапа совершилась скульптурная обработка и структурная перестройка друмлинов в зависимости от характера изменений поля напряжений вследствие продолжающегося движения льда. Это сопровождалось увеличением мощности и уменьшением наклона поверхности льда в проксимальной части полей в начале (Зелчс, 1988) или ослаблением поступательного движения льда в конце фазы активизации ледника. Как в одном, так и в другом случае снизились величины градиентов горизонтального давления и, следовательно, интенсивность пластического течения льда. Последнее было главной причиной, во-первых, поперечного разрастания линейных зон струй и микропотоков льда, во-вторых, снижения эффекта бокового растяжения внутри каждой из них. Важным следствием этого явилось нарушение известного по работам в структурной геологии (Миллер, 1978), принципа соответствия структур форм полям напряжений, которое привело к преобразованию созданных в этапе друмлинизации гляциоструктур. Как показывают особенности морфологии проксимальной части Южно-Курземского поля и их аналогия с Буртниекским полем (Зелчс, 1988), процесс поперечного разрастания линейных зон струй и потоков шел за счет продольного сплющивания ранее созданных чешуйчато-складчатых комплексов вплоть до формирования диапировых складок. Несомненно, что в этих условиях определенную роль также играла ледниковая экзарация, различными способами сглаживающая препятствия на

ложе в сторону наименьшего сопротивления движению льда. В результате этого создавались игловидные и другие подобные разновидности форм, которые по аналогии с формами, приведенными в работе В.Преста (Prest, 1975) можно именовать друмлиноидами, а рассмотренный этап - этапом друмлиноидизации. В принципе он ведет к деградации друмлиновых форм и, видимо, к образованию моренных равнин (Зелчс, 1988). На большей части пра-Земгальского поля в результате преобразования друмлинного рельефа возникли комплексы мезорельефа, которые, как предполагает Я.Страуме (1979), в совокупности напоминают ребристые морены Лабрадорского типа. Скорее всего, процесс лабрадоризации ранее созданного рельефа связан с особенностями строения ледникового ложа. Друмлины сохранились только на территории более активных микроязиковых потоков, локализовавшихся в Среднелатвийской ледниковой лопасти. Кроме того, в северной части Земгальского и Иецавского полей они были подвергнуты воздействию вод позднеледниковых бассейнов и, вполне вероятно, размывы.

В заключение следует подчеркнуть, что разделение процесса друмлинообразования на этапы несет условный характер, поскольку в природе он осуществлялся непрерывно и обеспечивался миграцией зоны условий друмлинизации в фазы активизации ледника. Кроме того, гляциодинамические факторы, в зависимости от физико-механических различий строения и характера рельефа подледникового ложа, способствовали неравномерности и нерегулярности процесса друмлинизации и не исключали возможности неравномерного освобождения базального слоя движущегося льда от моренного материала (Зелчс, 1988). Как показывают изложенные результаты исследований, процесс дегляциации территории Среднелатвийской низменности включает два взаимосвязанных, но в пространстве асинхронных, явления. Во-первых, это динамическая дегляциация ледника, в результате которой в подледниковых условиях формируются различные территориальные комплексы гляциоструктурного рельефа и, во-вторых, это постепенное

ствание пассивного и мертвого льда и с ним связанные образования флювиогляциального заполнения и лимногляциального рельефа, а в конечном итоге - развитие гидрографической сети.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аболтынь О.П. Горизонты верхней морены Земгальской равнины и вопросы о формировании Линкавской конечной морены // Уч. зап. аспирантов ЛГУ им. П.Стучки. - Рига, 1963. - Т. I. - С. 5-17.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1967. - 300 с.
- Боуэн Д. Четвертичная геология. - М.: Мир, 1981. - 272 с.
- Вейнбергс И.Г. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) // Краевые образования материковых оледенений. - М.: Наука, 1972. - С. 37-45.
- Гинтерс Г.А. Морены Южно-Курземской низменности // Проблемы морфогенеза и палеогеографии Латвии. - Рига: ЛГУ им. П.Стучки, 1978. - С. 99-107.
- Гущин В.А., Кононов И.А. О сдвиговых течениях жидкости, вызванных горизонтальными неоднородностями плотности. - М.: ВЦ АН СССР, 1986. - 37 с.
- Даниланс И.А. Четвертичные отложения Латвии. - Рига: Зинатне, 1973. - 312 с.
- Зелс В.С. Разновидности гляциодислокаций и их рельефообразующая роль в пределах гляциодепрессионных низменностей Латвии. - Рига, ЛГУ им. П.Стучки, 1987. - 35 с. // Деп. в Лат НИИГИ 29.02.88. г. - № 107-Ла 88.
- Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седиментогенеза и литогенеза. - М.: Наука, 1986. - 156 с.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. - Минск: Наука и техника, 1980. - 279 с.

Лориус К., Рейпо Д. Содержание атмосферного CO_2 в прошлом по исследованиям годовичных колец деревьев и ледниковых кернов // Углекислый газ в атмосфере.- М.: Мир, 1987.- С. 156-189.

Лукашов А.Д., Рукоусев С.И. Строение Пюозерско-Куйтинского поля друмлинов в северо-западной части Карелии // Исслед. развития Сканд. ледников. покрова на территории СССР.- Апатиты, 1981.- С. 51-62.

Мейронс З.В., Страуме Я.А. Четвертичная система // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 176-268.

Мейронс З.В., Юшкевичс В.В. Четвертичные отложения // Геология Латвийской ССР.- Рига: Зинатне, 1984.- С. 89-122.

Миллер Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений - важнейший принцип определения разновозрастности деформаций // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов.- Л.: Наука, 1978.- С. 20-32.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия.- Алма-Ата: Наука, 1970.- 216 с.

Паталаха Е.И. Простейшая физическая модель динамометаморфического течения горных пород (элементарная струя) // ДАН СССР.- 1970.- Т.192.- № 1.- С. 151-154.

Паталаха Е.И. О некоторых фундаментальных понятиях структурной геологии и тектонофизики: сдвиговое ламинарное течение и дислокационный процесс // Изв. АН КазССР. Сер.геол.- 1978.- № 3.- С. 9-17.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников.- М.: Мир, 1984.- 427 с.

Страуме Я.А. Морфология и строения друмлинов Юго-Западной Латвии // Материалы 5-й конф. геологов Прибалтики и Белоруссии.- Вильнюс: Периодика, 1968.- С. 286-289.

Страуме Я.А. Геоморфология // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии.- Рига: Зинатне, 1979.- С. 297-439.

Boulton G.S. Subglacial processes and the production of drumlins // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Pap.- Manchester, 1985.- p. 49.

Kruger J. Relationships of drumlin formation to distribution within a drumlin field in front of Myrdarsjokull, S Iceland // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr.Paper.- Manchester, 1985.- P. 338.

Lundquist J. Problems of the so called Rogen morains // Sveriges Geol. Unders.- 1969.- C. 648.- 32 p.

Lundquist J. Moraine morphology. Terminological remarks and regional aspects // Geogr. annales.- 1981.- A 63.- N 3-4.- P. 127-138.

Patalacha E.I. Laminares Flieben bei Verschiebungen und Dislokationsproceß // Zu einigen grundlegenden Begriffen der Strukturgeologie und der Tektonophysik. Deformation und Metamorphose von Gesteinen.- Potsdam, 1982.- II.- S. 121-139.

Prest V.K. Nomenclature of moraines and ice flow features as applied to the glacial map of Canada // Geol. Surv. Canada. Paper N 67-57.- Ottawa, 1975.- 27 p.

Sharp M., Anderson R.S. Propagation of glacier surge into stagnant ice - Tectonic and geomorphic implications // 1 st Int. Conf. Geomorphol., Manchester, 15-21 Sept., 1985. Abstr. Paper.- Manchester, 1985.- P. 538.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методические разработки, а также полученные количественные и качественные характеристики проявления экзодинамических геологических " рельефообразующих процессов, как уже отмечалось в введении, ориентированы на прикладные цели.

Разработанные основные принципы создания и ведения мониторинга пляжей и берегов послужат основой для эксплуатации этой системы в комплексе экологического мониторинга Мирового океана и Балтийского моря, в частности. Методические разработки изучения и картографирования экзодинамических процессов на территории крупного города - для разработки в ближайшие годы системы мониторинга г. Риги. В свою очередь, результаты стационарных исследований процессов размыва морских берегов, изменения пляжей, выявляя основные тенденции развития процессов, их скорость и пространственное распределение, послужат основой для разработки конкретных проектов по защите берегов и пляжей (гг. Дригала, Лиепая, Вентспилс) специальными проектными учреждениями. Результаты изучения и прогнозирования процессов переработки берегов водохранилищ и эволюции их ложа внедрены в проектном институте "Латгипроводхоз", а также в экологической экспертизе проекта Даугавпилской ГЭС. Предлагаемая в сборнике методика расчета и прогнозирования переработки берегов водохранилищ является новым, более точным методом прогноза переработки берегов вновь создаваемых малых русловых равнинных водохранилищ на территории ледниковой морфоскульптуры Европейской части СССР. Исследования проявления процессов карста и абразии морских берегов выполнялись по заданию Министерства геологии СССР и входят в программу исследования геологической среды страны.

NOBEIGUMS

Jūras un Daugavas HES ūdenskrātuvju u.c. geoloģisko un reljefveidojošo procesu izpausmes kvantitatīvais un kvalitatīvais raksturojums pēc ilgperiodiskajiem un stacionāriem pētījumiem un novērojumu datiem, gan arī metodiskās izstrādes, galvenokārt, orientēti uz reālo, lietišķo pielietojumu un vides aizsardzības problēmu risinājumu. Izstrādātie Rīgas līča pludmaļu un krastu izmaiņu monitoringa izveidošanas un ekspluatācijas galvenie principi uzskatāmi par reālu pamatu tuvākajā nākotnē veidojamā visa Rīgas līča kompleksā ekoloģiskā monitoringa sistēmā. Jūras krastu abrāzijas procesu stacionāro novērojumu un mērījumu dati, smilšainu pludmaļu izmaiņas un to tendences, šo izmaiņu ātrums un teritoriālais sadalījums, ekstrēmām hidrometeoroloģiskām situācijām saasinoties, var tikt izmantots konkrētu krastu posmu vai pludmaļu aizsardzībā, izstrādājot speciālus krastu aizsardzības projektus (Jūrmalā, Ventspilī, Liepājā). Savukārt, lielpilsētas eksodinamisko procesu lokalizācijas kartografēšana un izpētes principi var tikt izmantoti, lai tuvākajos gados uzsāktu veidot eksperimentālu Rīgas teritorijā notiekošo eksodinamisko procesu monitoringu.

Daugavas HES kaskādes ūdenskrātuvju krastu pārveidošanās un to ilguma aprēķinu metodika dod iespēju daudz precīzāk prognozēt Eiropas daļas segledāja veidotās morfoskultūras līdzenumu teritorijās uzcelto upju ieleju ūdenskrātuvju krastu pārveidošanās apmērus. Prognožu aprēķinu metodika tika pielietota arī Daugavpils HES projekta ekoloģiskajā un ekonomiskajā ekspertīzē 1986.-1987.gados.

Karsta un jūras krastu abrāzijas procesu pētījumi etalonteritorijās (stacionāros) veikti saskaņā ar PSRS Ģeoloģijas ministrijas uzdevumu un speciālo metodiku un iekļaujas Valsts geoloģiskās vides izpētes programmā.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Салтупе В.М., Эберхардс Г.Я. Методика создания и эксплуатации системы регионального мониторинга пляжей (на примере Рижского залива)	7
Венска В.К. Морская абразия	20
Трацевска Л.П. Карст на территории Латвии	32
Эберхардс Г.Я. Современные экзодинамические процессы, методика их изучения и картографирования в крупном городе по деформациям зданий (на примере г.Риги)	44
Зелчс В.С., Зелча Л.Э., Маркотс А.Я. О происхождении микрорельефа верховых болот Латвии	63
Пробокс Я.С. Особенности эволюции ложа и берегов водохранилищ каскадного режима эксплуатации	80
Пробокс Я.С., Циематниекс Э.К. Процессы переработки берегов водохранилищ Даугавского каскада и их прогнозирование	97
Зелчс В.С., Маркотс А.Я., Страутниекс И.А. Процесс формирования друмлинов Среднелатвийской гляциодепрессионной низменности	III
Заключение	131

SATURA RĀDĪTĀJS

Ievads	3
B.Saltupe, G.Eberhards. Pludmaļu reģionālā monito- ringa sistēmas izveidošanas un ekspluatācijas meto- dika	7
V.Venska. Jūras abrāzija	20
L.Tracevska. Karsts Latvijā	32
G.Eberhards. Mūsdienu eksodinamiskie procesi, to lo- kalizācijas kartografēšana un izpētes metodika liel- pilsētā (Rīgā) pēc ēku deformācijām	44
V.Zeļs, L.Zeļča, A.Markots. Par Latvijas augsto pur- vu mikroreljefa izveidošanos	63
J.Proboks. Kaskādrežīma ekspluatācijas ūdenskrātuvju gultņu evolūcija	80
J.Proboks, E.Ciematnieks. Daugavas HES kaskādes ūdens- krātuvju krastu pārveidošanās procesi un to prognozē- šana	97
V.Zeļs, A.Markots, I.Strautnieks. Viduslatvijas glaciodepresijas zemienes drumlinu veidošanās pro- cess	111
Nobeigums	131